ФЕДЕРАЛЬНАЯ СЛУЖБА
ПО ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИИ
И МОНИТОРИНГУ ОКРУЖАЮЩЕЙ СРЕДЫ

ГОСУДАРСТВЕННЫЙ НАУЧНЫЙ ЦЕНТР РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ
АРКТИЧЕСКИЙ И АНТАРКТИЧЕСКИЙ
НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ ИНСТИТУТ

ПРОБЛЕМЫ АРКТИКИ И АНТАРКТИКИ

Том 65, № 2, 2019

ARCTIC AND ANTARCTIC RESEARCH

Издается с июня 1937 г.

Санкт-Петербург
ААНИИ
2019

Журнал продолжает основанное в 1937 г. периодическое издание «Проблемы Арктики».
Выходит 4 раза в год. ISSN 0555-2648 (Print), ISSN 2618-6713 (Online)
The journal continues the series of "Arctic Research", founded in 1937.
Four issues per year. ISSN 0555-2648 (Print), ISSN 2618-6713 (Online)
Журнал издается под научно-методическим руководством Отделения наук о Земле РАН

Оригинал-макет и подготовка к печати: А.А. Меркулов. Англоязычное редактирование: Д.Г. Хвостенко.

Свидетельство о регистрации печатного издания ПИ № ФС 77-73644 от 7 сентября 2018 г.
Свидетельство о регистрации сетевого издания ЭЛ № ФС 77-73287 от 20 июля 2018 г.
Выданы Федеральной службой по надзору в сфере связи и массовых коммуникаций

Журнал включен в перечень рецензируемых научных изданий ВАК, в которых должны быть опубликованы основные научные результаты диссертаций на соискание ученых степеней доктора и кандидата наук. Журнал публикует статьи по научным специальностям ВАК 25.00.25, 25.00.27, 25.00.28, 25.00.29, 25.00.30, 25.00.31.

Адрес редакции журнала «Проблемы Арктики и Антарктики»:
199397 Санкт-Петербург, ул. Беринга, 38.
ГНЦ РФ Арктический и антарктический научно-исследовательский институт.
e-mail: aaresearch@aari.ru. Сайт журнала: http://https://www.aaresearch.science/jour

Подписные индексы издания в каталоге «Газеты. Журналы» ОАО «Агентство Роспечать»
70279 – на год; 48657 – на полгода; 70278 – на полгода (для предприятий и организаций).

СОДЕРЖАНИЕ

CONTENTS

ОКЕАНОЛОГИЯ

УДК 551.583.1: 551.46.06 (268.52) DOI: 10.30758/0555-2648-2019-65-2-125-147

КЛИМАТИЧЕСКИЕ ИЗМЕНЕНИЯ ТЕРМИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ КАРСКОГО МОРЯ ЗА ПОСЛЕДНИЕ 40 ЛЕТ

И.Д. РОСТОВ[1], Е.В. ДМИТРИЕВА[1], Н.И. РУДЫХ[1], А.А. ВОРОНЦОВ[2]*

[1] — ФГБУН Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева Дальневосточного отделения Российской академии наук, Владивосток, Россия

[2] — ФГБУН Всероссийский научно-исследовательский институт гидрометеорологической информации – Мировой центр данных, Обнинск, Россия

[*]rostov@poi.dvo.ru

CLIMATIC CHANGES OF THERMAL CONDITION IN THE KARA SEA AT LAST 40 YEARS

I.D. ROSTOV[1], E.V. DMITRIEVA[1], N.I. RUDYKH[1], A.A VORONTSOV[2]*

[1] — V.I. Il'ichev Pacific Oceanological Institute Far Eastern Branch Russian Academy of Sciences, Vladivostok, Russia

[2] — All-Russian Research Institute of Hydrometeorological Information – World Data Centre, Obninsk, Russia

[*]rostov@poi.dvo.ru

Received April, 10, 2019 *Accepted June, 4, 2019*

Keywords: climate indices, Kara Sea, thermal conditions, year-to-year variability.

Summary

The paper discusses air (T_a) and sea surface temperature (SST) year-to-year variability due to warming of the Kara Sea, using the data from regular observations at the meteorological stations Roshydromet (GMS) in 1978–2017, NOAA optimum interpolation and reanalysis data. We use the methods of cluster, correlation analysis and Empirical Orthogonal Functions (EOF). We investigate possible cause and effect relationships of these changes with the variations of the wind field components, climatic indices and the sea ice concentration field. The cluster analysis of the three main EOF components has allowed us to identify four areas on the basis of the nature of changes of the water temperature anomalies field. The climatic changes in these areas, in the coastal and island zones of the Kara Sea have manifested themselves in the steady increase of the annual air temperature at GMS from 0,47–0,77 °C/10 years on the southwest coast to 1,33–1,49 °C/10 years in the north of the sea. This is equivalent to warming from 1,9 to 6,0 °C in the last 40 years. For the open sea the

Citation: *Rostov I.D., Dmitrieva E.V., Rudykh N.I., Vorontsov A.A.* Climatic changes of thermal condition in the Kara sea at last 40 years. *Problemy Arktiki i Antarktiki*. Arctic and Antarctic Research. 2019, 65, 2: 125–147. [In Russian]. doi: 10.30758/0555-2648-2019-65-2-125-147.

value of the T_a trend is about 1,22 °C/10 years, which corresponds to an increase in the average T_a by 4,9 °C in the last 40 years. This value is approximately 3 times greater than that for all the Northern hemisphere for the same period.

Annualy, the maximal trend was observed in November and April mainly and exceeded 2–3 °C/10 years at some of the stations. We identify anomalously warm (2016 and 2012) and anomalously cold (1978, 1979, 1992 and 1998) years: the warmest year was 2012, the coldest — 1979. Positive SST trends were observed over all the sea area during the warm period of year (to 1 °C/10 years). SST increased to 2,4 °C, which is approximately 1,5 times greater than the corresponding SST values for the Northern hemisphere. The maximum SST trend (0,4 °C/10 years) was observed in the northwest and southwest parts of the sea. From June to August the trends of SST exceed the annual ones 1,5–2 times. Interannual SST and T_a variations are characterized by close correlation links. Until approximately 1998–2004 the warming was rather insignificant, and after that the growth rate of T_a and SST increased many fold. Apparently it indicates changes in the mode and the large-scale atmospheric circulation in the early 2000s. We also observed a trend of strengthening of the southern wind during the cold period of the year and the northern one — in the warm period (0,5–0,6 m/s in 40 years). It is shown that there is a close correlation between the T_a increase and the changes in the meridional component of the wind speed during the cold period of the year for all the sea areas. For the warm period it is statistically insignificant both for T_a and SST. For the cold season we observed a contribution of the large-scale mode of atmospheric circulation into the variability of *V* component of the wind speed. The conribution was expressed through the indeces NAO, SCAND, Pol/EUR, AZOR, ISL and the differences of ISL-SIB. For the warm season this contribution is expressed through the NAO, SCAND and AO only. For the warm period we showed statistically significant correlation between the increase in SST, T_a and the processes parametrized by the AMO, EA/WR and AZOR indeces. For the cold period the indeces are AMO, Pol/Eur, SIB and ISLSIB.The interannual variations of the sea ice concentration field are characterized by close correlation with T_a changes both in the annual cycle and during the periods of ice cover formation and evolution (R = –0,7... –0,9). For these periods we showed statistically significant relationships between the first EOF mode fluctuations and two climatic indeces — AMO (R = 0,5) and Pol/Eur (R = 0,4). The relationships between the temporary variability of the sea ice concentration and the wind field characteristics are weaker and statistically significant only for the meridional component of the wind speed (R = –0,4).

Поступила 10 апреля 2019 г. *Принята к печати 4 июня 2019 г.*

Ключевые слова: Карское море, климатические индексы, межгодовая изменчивость, термические условия.

По данным срочных наблюдений на гидрометеорологических станциях Росгидромета за 1978–2017 гг., данных оптимальной интерполяции и реанализа NOAA выполнен анализ межгодовой изменчивости поверхностной температуры воды и воздуха в Карском море на современном этапе потепления климата. Методы кластерного, корреляционного анализа и аппарата эмпирических ортогональных функций использованы для определения пространственно-временной структуры поля температуры и районирования акватории по особенностям климатических изменений. Исследованы возможные причинно-следственные связи этих изменений с вариациями составляющих поля ветра, климатическими индексами и сплоченностью льда. В результате удалось уточнить количественную оценку тенденций и выявить региональные особенностей межгодовой изменчивости термических условий Карского моря.

ВВЕДЕНИЕ

На протяжении последних десятилетий в арктических морях отмечались существенные изменения климатических условий, проявившиеся во всех геосферах. Происходящие изменения климатического режима оказывают значительное влияние на климат всего Северного полушария [1, 2]. Они отчетливо проявляются в виде устойчивых тенденций и статистически значимых трендов межгодовых колебаний температуры воздуха, воды, ледовитости и других гидрометеорологических характеристик, которые влекут за собой масштабные экологические и экономические последствия [3, 4, 5, 6]. Потепление в арктических районах происходит быстрее и масштабнее, чем в других регионах, а происходящие изменения по-разному проявляются в различные сезоны года и в отдельных районах [7, 8, 9, 10, 11, 12]. По данным наблюдений на прибрежных ГМС, повышение среднегодовой температуры воздуха (T_a) в морях восточного сектора Арктики составило за последние 4 десятилетия в Восточно-Сибирском море 3,7 °С, в Чукотском 2,9 °С и в море Лаптевых 2,8 °С (тренд около 1,01; 0,78 и 0,75 °С/10 лет соответственно), что примерно в 2,5 раза выше соответствующих оценок для дальневосточных — Берингова и Охотского морей [13, 14]. Увеличение температуры воды (T_w) в теплый период в этих арктических морях составило 2,6 °С; 2,3 °С и 1,3 °С соответственно, а в Беринговом и Охотском 0,6 °С и 1,2 °С. В результате потепления за последние 30 лет площадь ледяного покрова в Арктике быстро уменьшается, достигнув очередного минимума (на 36 %) в сентябре 2012 г. [15]. В этот период в бассейне Карского моря повторяемость «мягких» зим увеличилась до 40–50 %, средняя продолжительность ледового периода и повторяемость наличия льда на всей акватории в различные месяцы заметно сократились, а условия плавания судов значительно улучшились [16, 17, 18, 19, 20].

Причины происходящих изменений широко обсуждаются в литературе. Среди них — астрономические факторы [21, 22, 23], перестройка крупномасштабных планетарных процессов [24], а также антропогенная деятельность (увеличение концентрации парниковых газов) [25], совокупность которых приводит к изменениям атмосферной и океанической циркуляции, смене типов атмосферных процессов, положения и выраженности центров действия атмосферы (ЦДА), характеристик теплообмена между морем и атмосферой и сокращению площади ледяного покрова [11, 18, 22, 26–29]. При этом значительный вклад в потепление в полосе средних и высоких широт вносит усиление меридионального переноса тепла и влаги в атмосфере [30–33], а также увеличение количества облачности, препятствующей потере пришедшего адвективного тепла [10, 34]. В связи с таянием, разрушением и сокращением общей площади ледяного покрова море поглощает больше солнечной энергии в течение лета [35, 36]. Осенью часть накопленного тепла возвращается в атмосферу, смягчая климатические условия региона. Кроме того, происходит увеличение поступления тепла в арктические моря за счет речного стока и адвекции более теплых вод из сопредельных районов Атлантического и Тихого океанов [37–40]. В целом однозначного ответа на вопрос о причинах более быстрых климатических изменений в Арктике, по-видимому, не существует, а по мнению некоторых авторов, эти процессы обратимы и в вековом ходе носят циклический характер чередования теплых и холодных эпох [24, 41, 42].

Большая протяженность Карского моря с юго-запада на северо-восток создает заметные различия климатических показателей в разных районах во все сезоны года, однако относительная близость Атлантического океана несколько смягчает климат моря [43]. Анализу и обобщению данных о межгодовой изменчивости термических характеристик этого моря за последние десятилетия посвящен ряд оригинальных и обобщающих работ [16–20, 44 и др.]. Полученные результаты позволяют судить о состоянии различных компонентов климатической системы и характере внутригодовых и межгодовых вариаций температуры воды и воздуха, а также ледовых условий за различные периоды. Вместе с тем в этих работах не в полной мере использовалась вся совокупность современных данных реанализа и наблюдений на ГМС береговой сети, поэтому вопрос о степени неоднородности реакции моря на происходящие глобальные климатические изменения остается недостаточно изученным. Цель настоящей работы — выявление пространственных особенностей межгодовых изменений термических условий на акватории Карского моря и их возможных причинно-следственных связей с крупномасштабными и региональными процессами в океане и атмосфере за последние четыре десятилетия (в период общего потепления климатических условий в Арктике).

ДАННЫЕ И МЕТОДЫ

Для анализа межгодовых изменений термических условий использовались проконтролированные данные срочных измерений температуры воды и воздуха на сети из 13 ГМС Росгидромета за период с 1978 по 2017 г. из архивов Госфонда (http://meteo.ru/). По данным срочных наблюдений рассчитывались величины средних месячных, сезонных и средних годовых значений, что обеспечило получение сглаженных, относительно однородных рядов межгодовых изменений приземной температуры воздуха и температуры воды (только за июнь–октябрь). С учетом наличия данных, продолжительности ледового периода и особенностей внутригодового хода температуры воздуха и воды были выделены условно теплый (июнь–октябрь) и условно холодный (ноябрь–апрель) сезоны (периоды года).

В работе были использованы данные оптимальной интерполяции T_w (NOAA OI SST V2) [45] и реанализа T_a (NCEP/NCAR Reanalysis 1) [46], поля ветра, а также ряды климатических индексов (КИ), позволяющих оценить влияние крупномасштабных процессов на межгодовую изменчивость термических характеристик исследуемого района: индекс Арктического (АО), Южного (SOI), Северо-Атлантического (NAO) и Атлантического междекадного (АМО) колебаний, Скандинавский (SCAND), Восточно-Атлантический/Западно-Российский (EA/WR) и Полярный/Евразийский (Pol/Eur) индексы. Перечисленные данные получены с сайта https://www.esrl.noaa.gov/psd/ его разработчика: NOAA/OAR/ESRL PSD, Boulder, Colorado, USA. Региональные индексы зимнего Сибирского (SIB), Азорского (AZOR) максимумов и Исландского минимума (ISL) рассчитывались по величине приземного давления с этого же сайта. В качестве вспомогательной информации были использованы временные ряды ледовитости морей Центра Гадлея по исследованию климата метеослужбы Великобритании (http://hadobs.metoffice.com/hadisst/data/download.html) [47], ресурсы разделов сайта ГНЦ РФ ААНИИ http://www.aari.ru/main.php и другие результаты обработки ледовой информации [15, 16, 18, 20].

Тренды оценивались для временных рядов, включающих среднегодовые значения наблюдаемых параметров и их аномалий (ΔT_a и ΔT_w), определяемых как отклонение от средней величины за все годы 30-летнего периода 1984–2013 гг. Расчеты линейных трендов проводились с привлечением стандартного метода МНК. Исходя из длины анализируемых рядов в качестве критического значения коэффициента корреляции на 5 %-ном уровне значимости была принята величина 0,31 (коэффициент детерминации при оценке значимости тренда $R^2 \geq 0,10$).

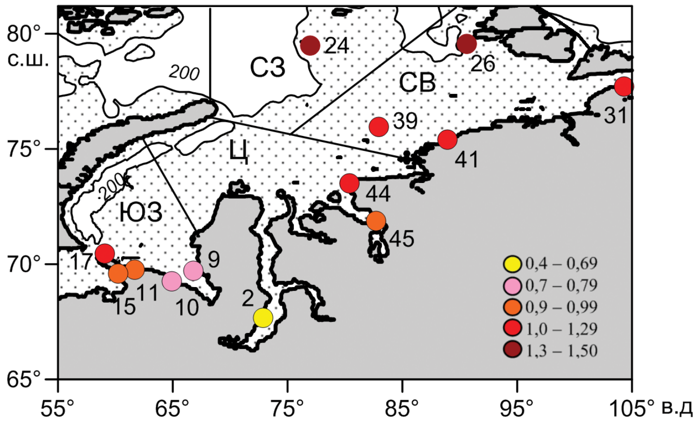

Рис. 1. Границы выделенных районов и величина трендов среднегодовых величин T_a (°C/10 лет) на сети ГМС в Карском море за период с 1978 по 2017 г.

Номер станции соответствует последним значениям 5-значного общероссийского кода пунктов наблюдений, поименованных в табл. 2

Fig. 1. The borders of the identified areas and trend value for annual T_a (°C/10 years) at the meteorological stations of Roshydromet (GMS) in the Kara Sea in 1978–2018.

The station number corresponds to the last figures of the 5-unit all-Russian code of the observation points mentioned in Table 2

Анализ структуры межгодовых изменений температуры воды на поверхности моря проводился с применением метода разложения полей ΔT_w на главные компоненты, или эмпирические ортогональные функции (ЭОФ). По трем главным компонентам ЭОФ методами кластерного анализа [48] были выделены четыре относительно обособленных по характеру изменений поля ΔT_w района: северо-западный (СЗ), северо-восточный (СВ), центральный (Ц) и юго-западный (ЮЗ) (рис. 1).

МЕЖГОДОВАЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ ТЕМПЕРАТУРЫ ВОЗДУХА И ВОДЫ НА ГМС И В ОТДЕЛЬНЫХ РАЙОНАХ

Карское море на севере имеет открытую границу с Арктическим бассейном, на западе граничит с Баренцевым морем, а на востоке с морем Лаптевых. Большая часть моря располагается на шельфе, и оно относится к типу материковых окраинных морей с полярным климатом. Суровый климат Карского моря обусловливает полное покрытие его акватории льдом в зимний период. Близость Атлантического океана является фактором, смягчающим климатические характеристики, однако большая протяженность моря и существенно отличающиеся климатические и гидрологические условия на севере и юге бассейна создают заметные различия в отдельных районах [43]. Эти различия наглядно проявляются при сопоставлении как обобщенных оценок средних и экстремальных величин колебаний T_a и T_w (табл. 1), так и особенностей трендов соответствующих температурных изменений T_a на ГМС (рис. 1).

Средние значения T_a и T_w в выделенных районах возрастают с севера на юг примерно на 6 и 3 °C соответственно, годы максимальных значений T_a в Карском море (2012 и 2016) примерно соответствуют ходу среднегодовых $\Delta T_{\text{а}}$ во всем Арктическом бассейне [26] и отражают тенденцию потепления, а годы экстремумов T_a и T_w не всегда согласуются между собой. Более детальную информацию об особен-

Таблица 1

Средние и экстремальные величины температуры воздуха и температуры воды на поверхности моря по данным наблюдений на ГМС и в выделенных районах Карского моря

Значение	Все ГМС	СЗ	СВ	Ц	ЮЗ	Все районы
T_a, °C (среднегодовые, 1978–2017 гг.)						
Среднее	–9,5	–12,0	–13,0	–9,8	–6,5	–10,7
Максимум	–5,7 (2016)	–5,7 (2016)	–9,0 (2016)	–5,1 (2012)	–2,3 (2012)	–6,0 (2012)
Минимум	–12,1 (1979)	–14,8 (1992)	–16,0 (1979)	–13,0 (1998)	–10,4 (1978)	–13,5 (1979)
T_w, °C (теплый сезон, 1982–2017 гг.)						
Среднее	2,8	–0,2	0,1	1,8	2,9	0,7
Максимум	6,5 (2016)	1,1 (2016)	1,4 (1995)	2,9 (2011)	5,0 (2011)	1,9 (1995)
Минимум	1,3 (1986)	–1,4 (2003)	–1,3 (1989)	0,3 (1999)	0,6 (1998)	–0,3 (1998)

Примечание. В скобках указан год.

ностях межгодовых изменений температуры воздуха в прибрежной зоне и различных участках акватории моря дают количественные оценки, приведенные в табл. 2.

Таблица 2

Характер и тенденции межгодовых изменений температуры воздуха на ГМС и в выделенных районах акватории моря за 1978–2017 гг.

№ станции	Название ГМС	Зима		Весна		Лето		Осень		Год			
		КЛТ	*D*	КЛТ	*D*	КЛТ	*D*	КЛТ	*D*	КЛТ	*D*	$\sum T_a$	КЛТ$_м$
2	Новый порт	0,03	0	**1,11**	27	**0,57**	22	0,10	0,2	**0,47**	13	1,9	**1,72** (4)
9	Марресале	0,49	2	**1,10**	25	**0,78**	23	**0,72**	12	**0,75**	26	3,0	**1,73** (4)
10	Усть-Кара	0,53	3	**1,05**	22	**0,84**	30	0,54	9	**0,77**	29	3,1	**1,57** (4)
11	Амдерма	0,91	8	**1,09**	20	**0,91**	29	**0,69**	15	**0,93**	33	3,3	**1,76** (4)
15	м. Белый Нос	0,78	7	**1,19**	28	**0,81**	26	**0,61**	11	**0,88**	33	3,2	**1,92** (4)
17	м. Болванский Нос	**1,85**	27	**1,14**	25	**0,79**	28	**0,77**	29	**1,16**	45	4.6	**2,22** (11)
24	Остров Визе	**2,31**	36	**1,64**	53	0,24	23	**1,71**	32	**1,49**	54	6,0	**2,65** (2)
26	м. Голомянный	**1,67**	34	**1,37**	57	0,08	3	**2,13**	43	**1,33**	57	5,3	**3,47** (11)
31	м. Челюскина	**1,42**	34	**1,50**	59	0,15	6	**1,23**	38	**1,07**	59	4,3	**1,94** (4)
39	Остров Известий	**1,18**	–	**1,69**	–	0,50	–	**1,43**	–	**1,22**	–	4,9	**2,21** (3)
41	м. Стерлегова	**1,41**	24	**1,66**	53	0,18	4	**0,88**	21	**1,04**	52	4,2	**2,36** (4)
44	Остров Диксон	**1,47**	20	**1,47**	43	**0,60**	41	**0,71**	13	**1,08**	47	3,3	**1,87** (4)
45	Сопочная Карга	**1,10**	11	**1,52**	44	**0,45**	20	0,67	8	**0,89**	48	3,6	**1,90** (4)
Все ГМС		–	–	–	–	–	–	–	–	**0,99**	52	4,0	**3,47** (11)
Выделенные районы													
СЗ		**2,43**	37	**1,73**	59	**0,31**	32	**2,04**	37	**1,64**	62	6,6	**2,76** (11)
СВ		**1,15**	21	**1,49**	60	**0,31**	25	**1,60**	36	**1,15**	64	4,6	**2,19** (10)
Ц		**1,32**	14	**1,46**	45	**0,36**	31	**0,99**	18	**1,05**	41	4,2	**1,89** (4)
ЮЗ		**1,57**	20	**1,47**	43	**0,37**	15	**0,82**	17	**1,08**	42	4,3	**2,22** (4)
Все море		**1,56**	26	**1,53**	57	**0,34**	38	**1,39**	33	**1,22**	59	4,9	**1,92** (4)

Примечания. КЛТ — коэффициент наклона линейного тренда, °C за 10 лет; *D* — вклад тренда в суммарную дисперсию, %; $\sum T_a$ — тренд за 1978—2017 гг., °C; КЛТ$_м$ — максимальная величина КЛТ (в скобках — месяц). Прочерк — отсутствие сопоставимых оценок. Здесь и далее в таблицах полужирным шрифтом выделены статистически значимые величины трендов и коэффициентов корреляции.

На всех ГМС и в выделенных районах тренды T_a положительны во все сезоны. Скорость роста среднегодовой температуры воздуха на ГМС, оцениваемая величиной коэффициента линейного тренда (КЛТ), изменялась от 0,47–0,77 °C/10 лет на южном побережье (Новый порт, Марресале, Усть-Кара) до 1,33–1,49 °C/10 лет на севере моря (м. Голомянный, о. Визе), что соответствует возрастанию T_a за последние 40 лет на величину от 1,9 до 6,0 °C. В среднем по всем ГМС рост составил 4,0°C, а величина вклада тренда в суммарную дисперсию D — 52 %. Величина КЛТ в выделенных районах акватории изменялась от минимальных значений 1,05 °C/10 лет (район Ц) до максимальных 1,64 °C/10 лет (район СЗ) и в среднем для всей акватории моря составила 1,22 °C/10 лет, что соответствует возрастанию среднегодовой T_a на 4,9 °C за 40 лет при D = 59 %. По оценкам авторов, эта величина тренда примерно в 3 раза превосходит соответствующее значение для всего Северного полушария за тот же период. Межгодовые изменения T_a в выделенных районах характеризуются тесными корреляционными связями (R = 0,8–0,9). В межгодовом ходе среднемесячных T_a наибольшие величины трендов наблюдались главным образом в ноябре и апреле, когда на отдельных станциях они превышали 2–3 °C/10 лет. В целом по акватории моря величины КЛТ в теплый и холодный сезоны составляли 0,70 °C/10 лет и 1,63 °C/10 лет соответственно, т.е. отличались в 2,3 раза.

В табл. 3 приведены количественные оценки межгодовой изменчивости температуры воды на ГМС и в выделенных районах акватории моря.

Таблица 3

Характер и тенденции межгодовых изменений температуры воды на ГМС (за 1978–2017 гг.) и в выделенных районах (за 1982–2017 гг.) в теплый период года (июнь–октябрь)

№ станции	Район, ГМС	σ^2	D	$\sum T_w$	КЛТ	КЛТ$_м$	R
2	Новый порт	1,52	3	0,7	0,18	**0,60** (6)	**0,67**
9	Марресале	3,50	27	3,3	**0,83**	**1,03** (7)	**0,83**
10	Усть-Кара	2,30	28	2,8	**0,69**	**0,92** (6)	**0,91**
11	Амдерма	3,10	43	4,0	**0,99**	**1,49** (8)	**0,92**
15	м. Белый Нос	3,64	40	4,2	**1,04**	**1,47** (6)	**0,90**
17	м. Болванский Нос	3,20	39	3,8	**0,96**	**1,43** (8)	**0,93**
24	о. Визе	0,48	52	1,7	**0,43**	**0,84** (8)	**0,68**
26	м. Голомянный	0,05	1	0,1	0,02	0,06 (9)	**0,55**
39	о. Известий	1,09	47	2,4	**0,61**	**0,96** (8)	–
41	м. Стерлегова	1,19	29	2,0	**0,50**	**0,89** (8)	**0,73**
44	о. Диксон	1,41	42	2,6	**0,66**	**1,51** (7)	**0,88**
45	Сопочная Карга	0,98	21	1,6	**0,39**	**0,66** (7)	**0,68**
Все ГМС		1,11	50	2,4	**0,61**	**1,51** (7)	–
Выделенные районы							
СЗ		0,53	38	1,5	**0,42**	**0,67** (8)	**0,83**
СВ		0,39	11	0,7	**0,20**	**0,32** (8)	**0,66**
Ц		0,28	11	0,6	**0,17**	**0,32** (6)	**0,62**
ЮЗ		1,17	14	1,4	**0,39**	**0,72** (8)	**0,75**
Все море		0,36	28	1,1	**0,30**	**0,48** (8)	**0,79**

Примечания. σ^2 — дисперсия; D — вклад тренда в суммарную дисперсию, %; $\sum T_w$ — тренд за период наблюдений, °C; КЛТ — коэффициент наклона линейного тренда, °C за 10 лет; КЛТ$_м$ — максимальная величина КЛТ (в скобках — месяц), R — коэффициент корреляции T_a/T_w. Прочерк означает отсутствие сопоставимых данных

В теплый период года на 10 из 12 прибрежных станциях и на всей акватории моря отмечались положительные статистически значимые тренды T_w величиной от 0,17–0,20 °С/10 лет (районы Ц и СВ) до 0,96–1,04 °С/10 лет у юго-западного побережья (Амдерма, м. Белый Нос, м. Болванский Нос — район ЮЗ), при которых рост T_w на этих ГМС составил около 4,0 °С за 40 лет, а в среднем по всем ГМС — 2,4 °С при D = 50 %. В целом по акватории моря эта величина в 2 раза меньше, а максимальное значение тренда наблюдалось в северо-западной и юго-западной частях моря. По оценкам авторов, средняя величина тренда T_w в Карском

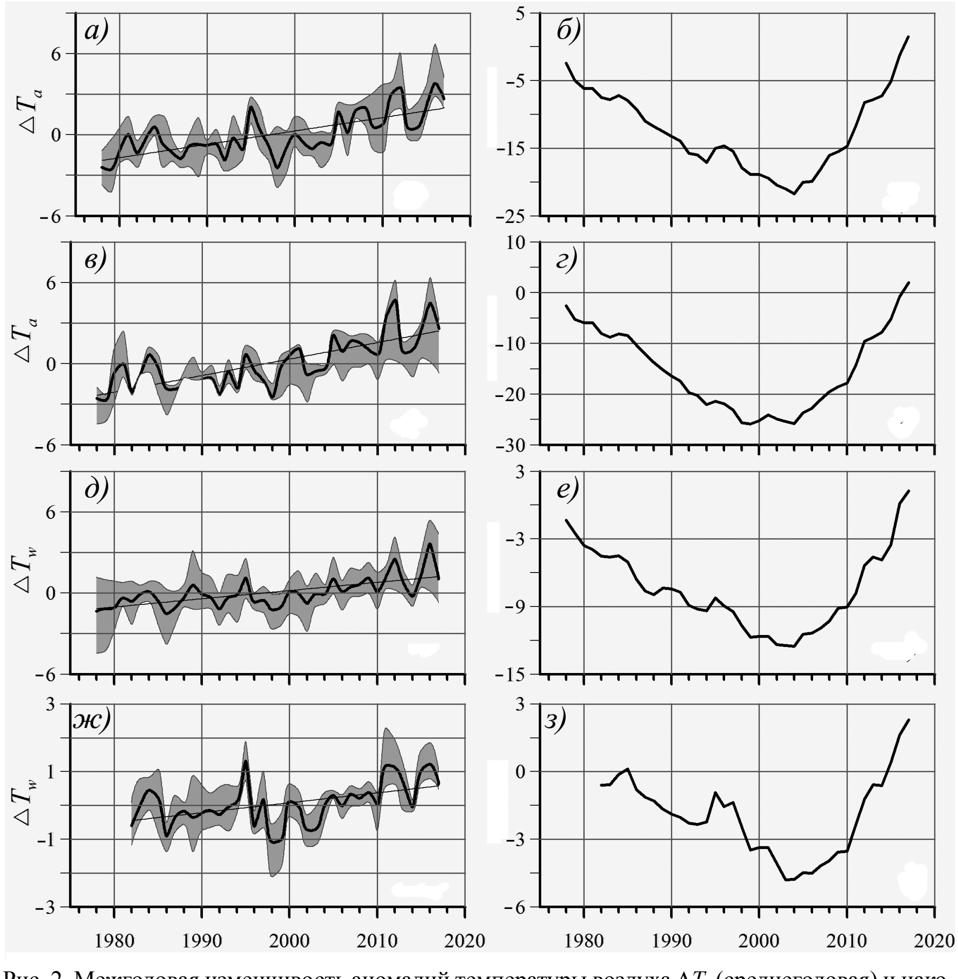

Рис. 2. Межгодовая изменчивость аномалий температуры воздуха ΔT_a (среднегодовая) и накопленных аномалий $\sum\Delta T_a$ на ГМС (*а, б*) и в выделенных районах (*в, г*). То же для температуры воды ΔT_w (теплый период) и $\sum\Delta T_w$ на ГМС (*д, е*) и в отдельных районах (*ж, з*).

Показан диапазон колебаний, средние значения и линии тренда

Fig. 2. Year-to-year variability of air temperature anomalies ΔT_a (annual) and accumulate anomalies $\sum\Delta T_a$ at GMS (*а, б*) and in the identified areas (*в, г*). The same is shown for water temperature ΔT_w (warm period) and $\sum\Delta T_w$ at GMS (*д, е*) and in the identified areas (*ж, з*).

The range of fluctuations, mean values and lines of the trend are shown море (0,30 °C/10) примерно в 1,5 раза больше соответствующих значений для ТПО Северного полушария. Максимальные величины дисперсии T_w наблюдались на станциях, расположенных в юго-западной части моря (табл. 3). Данные наблюдений на ГМС отражают локальные особенности термического режима отдельных участков прибрежных акваторий, включая мелководные бухты, подверженные отепляющему влиянию стока рек, поэтому приведенные оценки отличаются от аналогичных величин для районов открытого моря. Скорость потепления определяется главным образом взаимодействием с атмосферой и местными условиями. Во всех районах открытого моря и на ГМС выражена тесная корреляционная связь между величиной тренда (КЛТ) и коэффициентом корреляции (R) изменений T_a и T_w. На ГМС Новый порт и м. Голомянный, где отмечаются самые низкие величины R, положительные тренды T_w значимы только в отдельные месяцы. На рис. 2 изображены кривые временного хода аномалий и накопленных аномалий T_a и T_w на прибрежных ГМС и в выделенных районах.

Временной ход среднегодовых величин отражает чередование теплых и холодных лет в рядах наблюдений, а накопленных аномалий — низкочастотные составляющие и отдельные периоды в межгодовом ходе температуры, которые хорошо согласуются с изменениями ледовитости [18]. Кривые межгодовых колебаний $\Delta T_а$ на прибрежных ГМС (рис. 2*а*, *б*) и в районах открытого моря (рис. 2*в*, *г*) различаются лишь в деталях (R = 0,95). На фоне общей тенденции роста T_a в первую половину исследуемого периода, примерно до 1998–2004 гг., преобладали отрицательные аномалии среднегодовой T_a, скорость потепления была относительно невелика, а в теплый период года наблюдались отрицательные тренды температуры воздуха и воды (табл. 4).

Таблица 4

КЛТ (°C/10 лет) межгодовых изменений температуры воздуха и воды на акватории Карского моря за различные периоды

	1978–1998 гг.					1998–2017 гг.				
Район	СЗ	СВ	Ц	ЮЗ	Все море	СЗ	СВ	Ц	ЮЗ	Все море
Температура воздуха										
Средегод.	0,0	0,35	0,25	0,40	0,14	**2,86**	**1,50**	**2,36**	**2,31**	**2,18**
Тепл.	–0,52	–0,35	–0,67	–0,28	–0,45	**1,59**	**1,34**	**1,49**	**1,52**	**1,47**
Холод.	0,11	0,66	0,06	1,02	0,43	**4,80**	**2,29**	**3,55**	**3,19**	**3,34**
	1982–1998 гг.					1998–2017 гг.				
Температура воды										
Тепл.	0,13	0,23	–0,03	–0,23	0,08	**0,87**	**0,47**	**0,86**	**1,52**	**0,83**

Во второй половине периода в результате смягчения климатического режима [27, 30, 33] скорость роста T_a многократно увеличилась, а величины трендов стали статистически значимыми. В ноябре 2018 г. средняя температура воздуха в Карском море превысила норму на 4–6 °C [26]. Межгодовые колебания температуры воды и воздуха характеризуются тесными корреляционными связями (табл. 3), поэтому отмеченные выше особенности временной изменчивости аномалий T_a и T_w (рис. 2, табл. 4) хорошо согласуются между собой. В целом в арктических морях аномалии ТПО за 2018 год местами превысили нормы на 1 °C и более [26].

ПРОСТРАНСТВЕННАЯ СТРУКТУРА МЕЖГОДОВЫХ ИЗМЕНЕНИЙ ТЕМПЕРАТУРЫ ВОЗДУХА И ВОДЫ

В начале рассматриваемого периода на всей акватории моря наблюдались только отрицательные аномалии среднегодовых величин T_a. В процессе потепления знак аномалий сменился на противоположный, а область с максимальными величинами тренда среднегодовой температуры воздуха (КЛТ) локализовалась в северо-западной

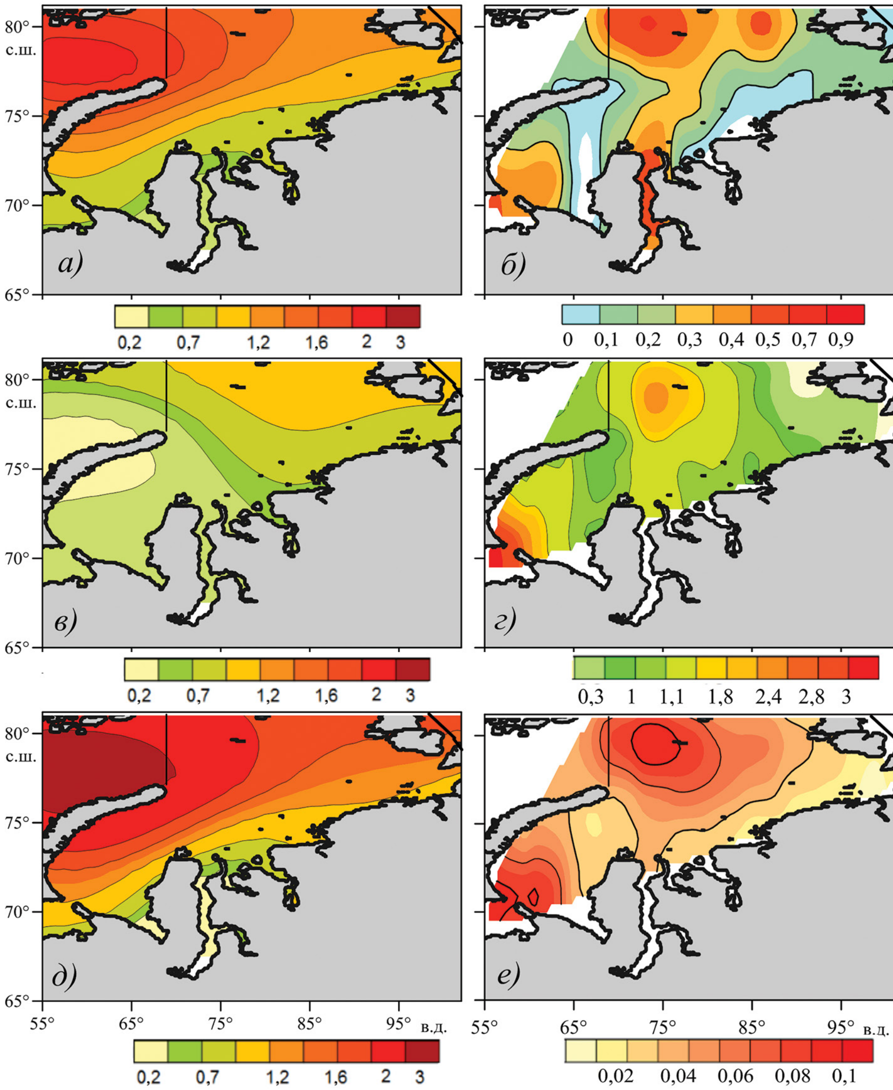

Рис. 3. Коэффициент линейного тренда температуры воздуха (КЛТ, °С/10 лет) для среднегодовой T_a (*а*), за теплый (*в*) и холодный (*д*) периоды. КЛТ температуры воды (*б*), распределение аномалий T_w в 2016 г. (*г*) и первой моды ЭОФ разложения ΔT_w (*е*). Все данные по T_w только за теплый период

Fig. 3. Air temperature linear trend coefficient (°C/10 years) for annual T_a (*a*), warm (*в*) and cold (*д*) period. The data for SST: *б* — linear trend coefficient (°C/10 years), *г* — SST anomaly distribution in 2016; *е* — the first EOF mode SST anomaly decomposition. SST data are given for the warm period only

части акватории на границе с Баренцевым морем (рис. 3*а*, табл. 2), что отражает влияние Атлантического океана на термические условия Карского моря. В пределах всей акватории тренды T_a положительны во все сезоны года, а их максимальные величины (до 3,5 °С/10 лет) отмечаются в холодный период (рис. 3*д*). В теплый период года область максимальных значений КЛТ располагалась в северо-восточной части моря, а минимальных — у побережья Новой Земли (рис. 3*в*).

В ходе T_w на поверхности акватории моря в теплую половину года (июнь–октябрь) наблюдались только положительные тренды (рис. 3*б*), и к концу периода наблюдений присутствовали только положительные аномалии T_w (рис. 3*г*). Области с максимальными значениями этих величин располагались в северной и юго-западной частях акватории моря. Отмеченные особенности пространственно-временной изменчивости поля температуры формируются в результате взаимодействия разномасштабных процессов, происходящих в море и атмосфере. Для выявления информации о структуре этого поля были вычислены ЭОФ разложения колебаний ΔT_w в теплый период. Первые три моды ЭОФ аккумулируют 84 % дисперсии межгодовых колебаний температуры воды и дают наиболее полное представление об особенностях структуры межгодовой изменчивости T_w. В ходе временных рядов коэффициентов разложения первой и третьей мод присутствовали статистически значимые положительные тренды, а межгодовые вариации температуры воды в выделенных районах тесно связаны с колебаниями временных коэффициентов первой (все районы, как и для поля T_a), второй (районы СВ, ЮЗ) и третьей (район Ц) мод ЭОФ. Первая мода (C_1) описывает 60 % общей дисперсии вариаций среднегодовых значений T_w. Пространственное распределение C_1 на акватории моря представлено положительными значениями и характеризует синфазные колебания T_w в пределах всего бассейна с двумя максимумами в его северной и юго-западной частях (рис. 3*е*). При этом особенности пространственного распределения C_1 отражают основные черты полей КЛТ и ΔT_w (рис. 3*б*, *г*, *е*).

Моды C_2 и C_3 описывают противофазные, линейно независимые составляющие колебаний T_w в ортогональных направлениях в районах с различными гидрологическими условиями (карты этих мод в работе не приводятся). Они кратко характеризуются следующими свойствами. Вторая мода (18 % дисперсии T_w) образует симметричный диполь с максимумом отрицательных значений на востоке, а положительных — на западе акватории моря. В третьей моде (6 % вклада в дисперсию) выражены мелкомасштабные пространственные особенности колебаний T_w с тремя максимумами отрицательных значений C_3 в южной части моря и одним — на севере, в районе желоба Св. Анны.

КОРРЕЛЯЦИОННЫЕ СВЯЗИ МЕЖДУ ХАРАКТЕРИСТИКАМИ ТЕРМИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ, АТМОСФЕРНЫМИ ПРОЦЕССАМИ И ЛЕДОВЫМИ УСЛОВИЯМИ

В условиях глобального потепления основными причинами формирования обширных областей устойчивых аномалий T_w и T_a в исследуемом районе являются изменения крупномасштабной атмосферной циркуляции, расположения и выраженности ЦДА, интенсивности и соотношения зональных и меридиональных переносов в атмосфере. Эти изменения характеризуются рядом признаков и отражаются в отдельных циркуляционных показателях — климатических индексах (КИ). Был проведен взаимный корреляционный анализ временных рядов температуры воды и воздуха, коэффициентов мод ЭОФ разложения полей аномалий ΔT_w и компонентов *U* и *V* скорости ветра с индексами, характеризующими состояние и динамику климатической системы в Карском море.

В рассматриваемый период в ходе межгодовых изменений КИ присутствовали статистически значимые положительные и отрицательные трендовые составляющие (табл. 5), отражающие тенденции в изменениях крупномасштабной атмосферной циркуляции [12, 13, 33].

Таблица 5

Оценки трендов (КЛТ) климатических индексов (КИ) и коэффициентов корреляции изменений температуры воздуха, составляющих *V* и *U* скорости ветра с колебаниями КИ в теплый и холодный (в скобках) сезоны за 1978–2017 гг.

Показатель, район	AMO	NAO	SCAND	EA/WR	Pol/Eur
КЛТ	**0,2** (**0,1**)	**–0,2** (0,1)	0,0 (0,0)	**–0,3** (0,0)	0,0 (**–0,2**)
Скорость ветра					
V	–0,3 (0,1)	**0,3** (**0,5**)	**–0,4** (**–0,3**)	0,2 (–0,2)	0,0 (**–0,3**)
U	0,2 (–0,2)	0,0 (0,0)	0,1 (0,2)	**–0,4** (0,0)	**0,5** (**0,5**)
Температура воздуха					
СЗ	**0,5** (**0,6**)	–0,2 (0,1)	0,0 (–0,1)	–0,3 (–0,3)	–0,2 (**–0,6**)
СВ	**0,5** (**0,6**)	–0,3 (0,2)	0,0 (–0,2)	–0,2 (–0,1)	–0,2 (**–0,5**)
Ц	**0,5** (**0,4**)	–0,2 (0,2)	–0,2 (–0,2)	**–0,4** (–0,2)	–0,3 (**–0,4**)
ЮЗ	**0,4** (**0,5**)	–0,2 (0,3)	–0,2 (–0,1)	**–0,6** (–0,3)	–0,3 (**–0,4**)
Все море	**0,5** (**0,5**)	–0,3 (0,2)	–0,1 (–0,1)	**–0,4** (–0,2)	–0,3 (**–0,5**)
Показатель, район	AZOR	SIB	ISL	ISL – SIB	AO
КЛТ	**–0,3** (0,0)	* (–0,2)	* (0,0)	* (0,1)	0,0 (0,0)
Скорость ветра					
V	–0,2 (**–0,5**)	* (0,2)	* (**–0,3**)	* (**–0,4**)	**0,4** (0,0)
U	0,1 (0,0)	* (**0,4**)	* (0,1)	* (0,0)	**0,4** (0,0)
Температура воздуха					
СЗ	**–0,4** (–0,1)	* (0,2)	* (–0,1)	* (–0,2)	–0,1 (0,1)
СВ	**–0,5** (–0,2)	* (0,3)	* (–0,2)	* (–0,3)	–0,2 (0,2)
Ц	**–0,4** (–0,3)	* (**0,3**)	* (–0,3)	* (**–0,4**)	–0,1 (0,1)
ЮЗ	–0,2 (–0,3)	* (**0,4**)	* (–0,3)	* (**–0,4**)	0,0 (0,2)
Все море	**–0,4** (–0,2)	* (**0,3**)	* (0,2)	* (**–0,3**)	–0,1 (0,2)

Примечание. * — отсутствие сопоставимых данных из-за сезонности действия ЦДА.

В теплый сезон в ходе рассматриваемых КИ произошли следующие изменения:

– АМО с середины 1990-х гг. находится в положительной фазе, которая свидетельствует о потеплении в Атлантике и Северном полушарии и может длиться 20–40 лет [49].

– NAO, EA/WR и AZOR — после 1997–1998 гг. находятся преимущественно в отрицательной фазе.

В теплый период изменения АМО и индексов NAO, EA/WR и AZOR происходят в противофазе, характеризуются как умеренными, так и высокими корреляционными связями (R = –0,4; –0,7 и –0,7 соответственно) и отражают связи температурного и барического полей Северной Атлантики и западной части северной Евразии [33].

В холодный сезон в ходе индекса АМО присутствует значимый положительный тренд, а Pol/Eur — отрицательный. Переход последнего КИ преимущественно к отрицательной фазе означает ослабление циркумполярной циркуляции (полярного вихря) и связывается с усилением межширотного обмена и потеплением. Связь температурных колебаний (АМО) с этим циркуляционным КИ (Pol/Eur) оценивается коэффициентами корреляции $R = –0,5$.

Произошедшая в результате климатического сдвига перестройка барического поля выражена в изменениях ветрового режима. Анализ характеристик межгодовой изменчивости зональной (U) и меридиональной (V) составляющих скорости ветра показал, что в последние 40 лет наблюдались тенденции усиления ветров южных румбов в холодный период года, а в теплый — северных на 0,5–0,6 м·с$^{-1}$. При этом именно в холодный период во всех районах моря отчетливо проявляются тесные корреляционные связи между ростом T_a и усилением южных ветров (R = 0,6–0,7), а в теплое время как для T_a, так и для T_w эти связи статистически не значимы. В изменчивости V компоненты скорости ветра в холодный сезон присутствует вклад колебаний крупномасштабных мод циркуляции атмосферы, выраженных через индексы NAO, SCAND, Pol/Eur, AZOR, ISL и разности ISL – SIB (табл. 5). В теплый сезон эти связи выражены только через NAO, SCAND и AO. Во временном ходе зональной компоненты скорости ветра статистически значимые тренды, как и корреляционные связи с колебаниями T_a и T_w, отсутствовали во все сезоны года.

Происходящие изменения температурного режима Карского моря тесно связаны с потеплением в Северной Атлантике, поэтому синфазные колебания T_a и индекса АМО характеризуются высоким коэффициентами корреляции во всех районах и в течение всего года. В теплый сезон колебания T_a находятся в противофазе с колебаниями EA/WR, а также индексом Азорского антициклона (AZOR), и на большей части акватории моря соответствующие коэффициенты корреляции статистически значимы (табл. 5). На фоне тенденции ослабления в последние десятилетия этого ЦДА происходило уменьшение градиента приземного давления в направлении центр антициклона — Скандинавия, сопровождавшееся увеличением поступления более теплых воздушных масс из Атлантики. Роль циркуляционных процессов, описываемых индексами NAO, SCAND, Pol/Eur, AO и SOI, в изменениях T_a на акватории моря в теплый сезон не проявляется. В холодный сезон на всей акватории моря выражены корреляционные связи T_a с колебаниями Pol/Eur, а на акваториях центрального и юго-западного районов с индексами сибирского антициклона (SIB) и разности (ISL – SIB). В это время года на отдельных ГМС этих районов статистически значимы коэффициенты корреляции T_a с индексами NAO и AO.

В теплый период года, когда акватория моря освобождается ото льда, корреляционные связи вариаций температуры воды и КИ проявляются как на акваториях северной части моря (районы СЗ и СВ), так и на большинстве прибрежных и островных ГМС только в ходе четырех индексов, межгодовая изменчивость которых характеризуется статистически значимыми трендами (табл. 5, 6). В этих районах наблюдались и наибольшие тренды межгодовых изменений T_{a} (см. табл. 2).

Колебания АМО синхронизированы с вариациями коэффициентов первой и третьей мод ЭОФ, EA/WR — только с третьей, а AZOR — с первой и второй. Как было отмечено выше, особенности пространственного распределения коэффициентов моды C_1 отражают основные черты полей КЛТ и ΔT_w (рис. 3), которые, по-видимому, свидетельствуют о преобладающем вкладе процессов, описываемых индексами АМО

Таблица 6

Коэффициенты корреляции T_w и мод C_1–C_3 ЭОФ ΔT_w с климатическими индексами в теплый период года в 1982–2017 гг.

Район, показатель	AMO	NAO	EA/WR	AZOR
T_w				
СЗ	**0,4**	–0,3	**–0,4**	**–0,4**
СВ	0,2	**–0,4**	–0,1	**–0,5**
Ц	0,1	–0,2	–0,2	–0,2
ЮЗ	0,2	0,0	–0,3	–0,1
Все море	**0,3**	–0,3	–0,3	**–0,4**
Все ГМС	**0,5**	–0,3	**–0,5**	**–0,4**
Моды ЭОФ ΔT_w				
C_1	**0,3**	–0,3	–0,3	**–0,4**
C_2	–0,1	0,3	–0,1	**0,3**
C_3	**0,4**	0,0	**–0,4**	–0,1

и AZOR в межгодовые изменения поля T_w в теплый сезон. Интересно отметить, что изменчивость третьей моды C_3 имеет также дальние связи с колебаниями тихоокеанского индекса PDO (R = –0,5).

Естественно, что происходящие современные климатические изменения термического режима Карского моря непосредственно отражаются в вариациях различных характеристик его ледовитости [9, 16, 18, 19, 20, 50, 51 и др.]. В данной работе рассмотрены некоторые особенности пространственно-временной структуры вариаций сплоченности льда на начальном и заключительном этапах развития ледяного покрова: в начальные периоды нарастания, распространения (условно октябрь–декабрь) и очищения ото льда (условно апрель–июнь) акватории моря, а также взаимосвязи между изменениями температуры воздуха и ветра и сплоченностью льда в процессе эволюции ледяного покрова. На выбранных временных интервалах изменчивость площади ледяного покрова максимальна, особенно в последние годы, а в остальное время года в течение ледового периода поверхность моря практически всегда полностью покрыта льдом [16, 20, 51].

Обычно пространственные особенности распределения и временной изменчивости сплоченности льда отражены в величинах среднеквадратических отклонений и ЭОФ, формирующих эти отклонения и являющихся собственными векторами корреляционной матрицы аномалий поля сплоченности льда [52]. На рис. 4 приведены пространственные распределения первой моды ЭОФ (C_1) сплоченности льда, а также временные функции C_1 и ход аномалий температуры воздуха на обоих этапах развития ледяного покрова.

В период с октября по декабрь первые три моды ЭОФ аккумулируют 82 % дисперсии межгодовых колебаний ледовитости, а в период с апреля по июнь значительно меньше — 65 %. Т.е. в эти периоды интенсивность процессов возрастания и уменьшения ледовитости значительно различается, что также отражается в характеристиках пространственного распределения среднеквадратичных величин (σ) сплоченности льда и трендах временного хода C_1 ЭОФ. В ходе временных рядов первой моды присутствовали статистически значимые отрицательные тренды. В период с октября по декабрь КЛТ вариаций сплоченности льда в два раза превосходит соответствующую оценку для весенне-летнего периода, а после 2003 г. в обоих случаях процесс уменьшения ледовитости заметно ускоряется, что согласу-

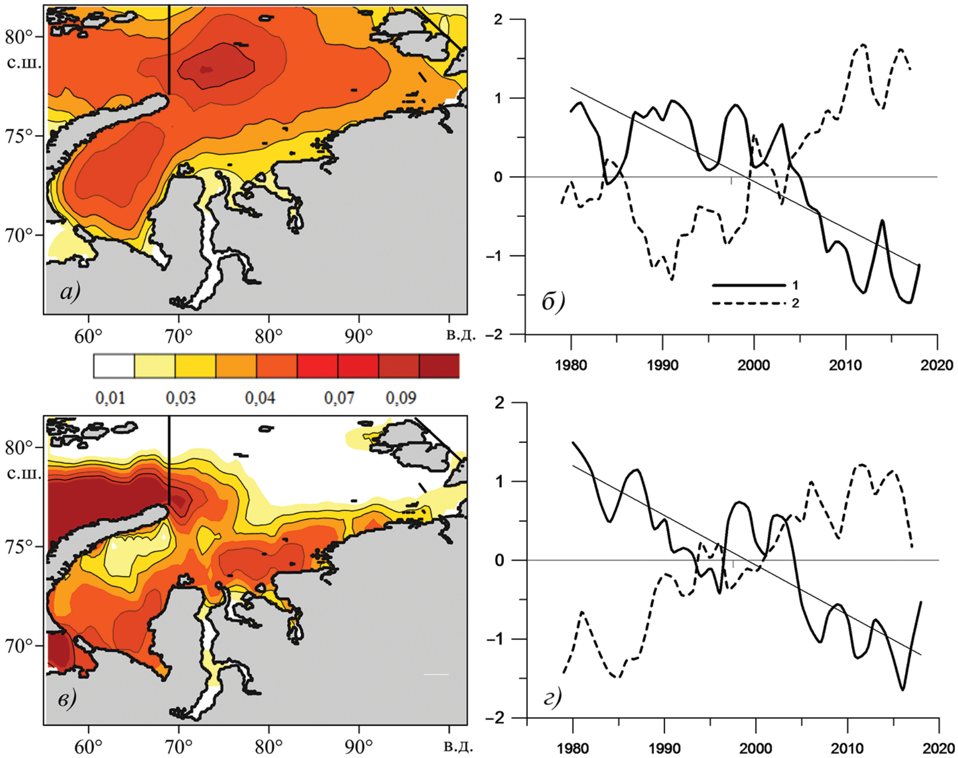

Рис. 4. Пространственное распределение изменчивости сплоченности льда, определяемое первой модой ЭОФ (C_1), и вариации нормализованных временных функций C_1 и аномалий температуры воздуха (ΔT_a) в октябре – декабре (*а, б*) и в апреле – июне (*в, г*). Показан линейный тренд C_1. Обозначения: *1* — C_1; *2* — ΔT_a

Fig. 4. Spatial distribution of ice compaction variability determined by the first EOF mode (C_1), and variation of normalized temporary C_1 functions and air temperature anomalies (ΔT_a) in October– December (*а, б*) and in April – June (*в, г*). Linear trend is shown. Legend: *1* — C_1; *2* — $\Delta T_{аа}$

ется с особенностями межгодового хода среднегодовых температур воздуха и воды (рис. 2) и увеличением количества «мягких» зим в Карском море [16, 20]. В оба рассматриваемых периода пространственное распределение C_1 на акватории моря (69 и 44 % от общей дисперсии в указанные периоды) характеризует синфазные колебания ледовитости в пределах всего бассейна с двумя максимумами в его северной и юго-западной частях (рис. 4*а*, *в*), как это выражено для той же моды изменчивости поля температуры воды (рис. 3*е*). Моды C_2 и C_3 описывают более мелкомасштабные, разнонаправленные процессы изменчивости структуры поля сплоченности льда, происходящие в прибрежной зоне и различных участках акватории моря.

Межгодовые вариации C_1 характеризуются тесными корреляционными связями с изменениями температуры воздуха как в годовом ходе, так и в рассматриваемые периоды формирования и эволюции ледяного покрова (R = –0,7...–0,9). В эти периоды проявляются статистически значимые связи колебаний C_1 только с двумя климатическими индексами — АМО (R = 0,5) и Pol/Eur (R = 0,4 — только в период нарастания и распространения льда).

Связи между временной изменчивостью C_1 и характеристиками поля ветра в рассматриваемые периоды более слабые, а соответствующие коэффициенты корреляции статистически значимы только для меридиональной компоненты скорости (R = –0,4). Как было отмечено выше, в последние десятилетия наблюдалось усиление ветров южных румбов, особенно в холодный период года. При этом именно в холодный период во всех районах моря отчетливо проявляются тесные корреляционные связи между ростом T_a и усилением южных ветров (R = 0,6–0,7). Тенденция усиления меридиональной составляющей скорости ветра может быть дополнительным фактором уменьшения ледовитости, способствуя как адвекции дополнительного тепла из низких широт, так и выносу части плавучих льдов за пределы акватории моря.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Климатические изменения в исследуемых районах прибрежной и островной зоны Карского моря проявляются в трендах устойчивого увеличения среднегодовой T_a на ГМС со скоростью от 0,47–0,77 °C/10 лет у юго-западного побережья до 1,33–1,49 °C/10 лет на севере моря, что эквивалентно потеплению от 1,9 до 6,0 °C за последние 40 лет. Величина тренда T_a в открытом море изменялась от минимальных значений 1,05 °C/10 лет в центральной части акватории до максимальных 1,64 °C/10 лет в ее северо-западной части, а в среднем для всего моря составила 1,22 °C/10 лет, что соответствует возрастанию среднегодовой T_a на 4,9 °C за 40 лет. Эта величина тренда примерно в 3 раза превосходит соответствующее значение для всего Северного полушария за тот же период. В межгодовом ходе среднемесячных значений T_a наибольшие величины трендов наблюдались главным образом в ноябре и апреле и на отдельных станциях превышали 2–3 °C/10 лет. В целом по акватории моря величины трендов T_a в теплый и холодный сезоны составили 0,70 °C/10 лет и 1,63 °C/10 лет соответственно. На фоне отмеченных тенденций роста среднегодовой T_a можно выделить отдельные аномально теплые (2012 и 2016) и аномально холодные (1978, 1979, 1992 и 1998) годы. В среднем по акватории моря за рассматриваемый период 2012 и 1979 гг. были наиболее теплым и холодным соответственно.

В теплый период года на всей акватории моря наблюдались положительные тренды температуры воды с максимальной величиной до 1 °C/10 лет на ГМС у юго-западного побережья. В среднем по данным всех ГМС тренд оценивался величиной 0,61 °C/10 лет, а увеличение T_w за 40 лет составило 2,4 °C. В целом по акватории моря эти величины в 2 раза меньше, однако и они примерно в 1,5 раза превосходят соответствующие значения для ТПО Северного полушария. Максимальное значение тренда (0,4 °C/10 лет) наблюдалось в северо-западной и юго-западной частях моря. В этих районах отмечались наибольшие значения коэффициентов корреляции колебаний T_a и T_w. В межгодовом ходе среднемесячных значений T_w наибольшие величины трендов наблюдались в период с июня по август, когда они были в 1,5–2 раза больше среднегодовых. Межгодовые колебания температуры воды и воздуха характеризуются тесными корреляционными связями, поэтому особенности временной изменчивости аномалий T_a и T_w хорошо согласуются между собой. На фоне общей тенденции роста температуры воздуха и воды в первую половину периода наблюдений, примерно до 1998–2004 гг., преобладали отрицательные аномалии среднегодовой T_a, скорость потепления была относительно невелика. Во второй половине периода скорость роста T_a и T_w многократно увеличилась.

В ходе межгодовых изменений климатических индексов присутствовали статистически значимые трендовые составляющие, которые указывают на произошедшую в конце 1990-х — начале 2000-х гг. смену режима и изменения крупномасштабной атмосферной циркуляции. В исследуемом районе наблюдались тренды усиления ветров южных румбов в холодный период года, а в теплый — северных на 0,1–0,2 $м \cdot с^{-1}$/10 лет, и именно в холодный период во всех районах моря отчетливо проявляются тесные корреляционные связи между возрастанием T_a и изменениями меридиональной компоненты скорости ветра, а в теплое время как для T_a, так и T_w они статистически не значимы.

В холодный сезон в изменчивости V компоненты скорости ветра присутствует вклад колебаний крупномасштабных мод циркуляции атмосферы, выраженных через индексы NAO, SCAND, Pol/Eur, AZOR, ISL и разности ISL– SIB. В теплый сезон эти связи выражены только через NAO, SCAND и AO. В теплый сезон проявляются статистически значимые корреляционные связи между увеличением температуры воды, воздуха и процессами, параметризуемыми индексами AMO, EA/WR и AZOR, а в холодный (T_a) — AMO, Pol/Eur, SIB и ISL – SIB.

В межгодовом ходе формирования и эволюции ледяного покрова отчетливо выражен тренд уменьшения сплоченности льда. Причем в период нарастания и распространения льда величина этого тренда для первой моды ЭОФ в два раза превосходит соответствующую оценку для периода очищения акватории ото льда. Межгодовые вариации ледовитости характеризуются тесными корреляционными связями с изменениями температуры воздуха как в годовом ходе, так и в рассматриваемые периоды формирования и эволюции ледяного покрова (R = –0,7–0,9). В эти периоды проявляются статистически значимые связи колебаний первой моды ЭОФ только с двумя климатическими индексами — AMO (R = 0,5) и Pol/Eur (R = 0,4 — только в период нарастания и распространения льда). Связи между временной изменчивостью ледовитости с характеристиками поля ветра в рассматриваемые периоды более слабые, а соответствующие коэффициенты корреляции статистически значимы только для меридиональной компоненты скорости (R = –0,4).

Благодарности. Исследование выполнено в рамках темы государственного задания ТОИ ДВО РАН по программе «Фундаментальные проблемы изучения и освоения дальневосточных морей России и Восточного сектора Арктики». Авторы благодарят разработчиков за возможность использовать данные, размещенные на сайтах https://www.esrl.noaa.gov/psd/, http://www.aari.ru/main.php и https://www.metoffice.gov.uk/hadobs/. Авторы признательны рецензентам за конструктивные комментарии.

Acknowledgments. The study was conducted in the framework of the program “Fundamental problems of studying and development of the Far Eastern Seas of Russia and the Eastern Sector of Arctic”. Authors thank the program developers for the opportunity to use the data at https://www.esrl.noaa.gov/psd/, http://www.aari.ru/main.php and https://www.metoffice.gov.uk/hadobs/. The authors are also grateful to the reviewers for their constructive comments.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *IPCC*. Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change / eds.: Stocker T. F., Qin D., Plattner G.-K., Tignor M., Allen S. K., Boschung J., Nauels A., Xia Y., Bex V., Midgley P. M. United Kingdom and New York, NY, USA / Cambridge: Cambridge University Press, 2013. 1535 p.

2. *Johannessen O.M., Kuzmina S.I., Bobylev L.P., Miles M.W.* Surface air temperature variability and trends in the Arctic: new amplification assessment and regionalization // Tellus A. 2016. V. 68. P. 28234.

3. *Callaghan T. V., Johansson M., Key J., Prowse T., Ananicheva M., Klepikov A.* Feedbacks and interactions: From the Arctic cryosphere to the climate system // Ambio. 2011. V. 40. P. 75–86. doi:10.1007/s13280-011-0215-8.

4. *Катцов В.М., Порфирьев Б.Н.* Климатические изменения в Арктике: последствия для окружающей среды и экономики // Арктика: экология и экономика. 2012. № 2 (6). С. 66–79.

5. *Ковалевский Д.В., Алексеев Г.В., Бобылев Л.П., Данилов А.И.* Последствия изменений климата для некоторых видов хозяйственной деятельности в Арктике // Проблемы Арктики и Антарктики. 2012. № 4 (94). С. 90–98.

6. *Semiletov I., Pipko I., Gustafsson Ö., Anderson L.G., Sergienko V., Pugach S., Dudarev O., Charkin A., Gukov A., Bröder L., Andersson A., Spivak E., Shakhova N.* Acidification of East Siberian Arctic Shelf waters through addition of freshwater and terrestrial carbon // Nature Geoscience. 2016. V. 9. P. 361–365. doi: 10.1038/NGEO2695.

7. *Захаров В.Ф.* Похолодание Арктики и ледяной покров арктических морей. Л.: Гидрометеоиздат, 1976. 95 с.

8. *Polyakov I. V., Alekseev G. V., Bekryaev R. V., Bhatt Uma, Colony R. L.* Observationally based assessment of polar amplification of global warming // Geophys. Res. Lett. 2002. V. 29 (18). P. 1878. doi: 10.1029/2001GL011111.

9. *Фролов И.Е., Гудкович З.М., Карклин В.П., Ковалев Е.Г., Смоляницкий В.М.* Климатические изменения ледовых условий в арктических морях Евразийского шельфа // Проблемы Арктики и Антарктики. 2007. № 75. С. 149–160.

10. *Шерстюков Б.Г.* Региональные и сезонные закономерности изменений современного климата. Обнинск: ГУ «ВНИИГМИ-МЦД», 2008. 247 с.

11. Второй оценочный доклад Росгидромета об изменениях климата и их последствиях на территории Российской Федерации / Науч. рук. В.М. Катцов, С.М. Семенов. М.: Росгидромет, 2014. 1005 с.

12. *Алексеев Г.В.* Проявление и усиление глобального потепления в Арктике // Фундаментальная и прикладная климатология. 2015. № 1. С. 11–26.

13. *Ростов И.Д., Дмитриева Е.В., Воронцов А.А.* Тенденции климатических изменений термических условий моря Лаптевых за последние 37 лет // Вестник ДВО РАН. 2019. № 1. С. 97–107.

14. *Ростов И.Д., Дмитриева Е.В., Воронцов А.А*. Тенденции климатических изменений термических условий в прибрежных акваториях западной части Берингова моря и прилегающих районах за последние десятилетия // Известия ТИНРО. 2018. Т. 193. С. 167–182. doi: 10.26428/1606-9919-2018-193-167-182.

15. *Шалина Е.В., Бобылев Л.П.* Изменение ледовых условий в Арктике согласно спутниковым наблюдениям // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2017. Т. 14. № 6. С. 28–41.

16. *Думанская И.О.* Ледовые условия морей европейской части России. Обнинск: ИГ-СОЦИН, 2014. 608 с.

17. *Matishov G.G., Dzhenyuk S.L., Moiseev D.V., Zhichkin A.P.* Pronounced anomalies of air, water, ice conditions in the Barents and Kara Seas, and the Sea of Azov // Oceanologia. 2014. V. 56 (3). P. 445–460.

18. *Databases Бородачев В.Е., Бородачев И.В.* Ледовитость Карского моря в вариациях климата Арктики // Проблемы Арктики и Антарктики. 2015. № 2 (104). С. 57–67.

19. *Карклин В.П., Юлин А.В., Шаратунова М.В., Мочнова Л.П.* Климатическая изменчивость ледяных массивов Карского моря // Проблемы Арктики и Антарктики. 2017. № 4 (114). С. 37–47.

20. *Думанская И.О.* Ледовые условия морей азиатской части России. Обнинск: ИГ-СОЦИН, 2017. 640 с.

21. *Карклин В.П., Ковалев Е.Г.* Влияние солнечной активности на формирование крупных аномалий ледовитости арктических морей // Тр. ААНИИ. 1994. Т. 432. С. 28–35.

22. *Гудкович З.М., Карклин В.П., Фролов И.Е.* Внутривековые изменения климата, площади ледяного покрова Евразийский арктических морей и их возможные причины // Метеорология и гидрология. 2005. № 6. С. 5–14.

23. *Абдусаматов Х.И.* Солнце диктует климат. СПб.: Логос, 2009. 198 с.

24. *Гудкович З.М., Карклин В.П., Смоляницкий В.М., Фролов И.Е.* О характере и причинах изменений климата Земли // Проблемы Арктики и Антарктики. 2009. № 1 (81). С. 15–23.

25. *Сорохтин О.Г.* Парниковый эффект: миф и реальность // Вестник РАЕН. 2002. Т. 1. № 1. С. 8–21.

26. *Бирман Б.А., Бережная Т.В., Голубев А.Д.* Основные погодно-климатические особенности Северного полушария Земли. 2018 год. Аналитический обзор. М.: ФГБУ «Гидрометцентр России», 2019. 79 с.

27. *Алексеев Г.В., Радионов В.Ф., Александров Е.И., Иванов Н.Е., Харланенкова Н.Е.* Изменения климата Арктики при глобальном потеплении // Проблемы Арктики и Антарктики. 2015. № 1 (103). С. 33–41.

28. *Ашик И.М., Тимохов Л.А.* Ожидаемые изменения гидрологических условий в арктических морях и их последствия // Сб. тезисов Всероссийской конф. с международным участием: Состояние арктических морей и территорий в условиях изменения климата / Сост. С.В. Рябченко, Сев. (Арктич.) федер. ун-т им. М.В. Ломоносова. Архангельск: ИД САФУ, 2014. С. 25–26.

29. *Логинов В.Ф., Микуцкий В.С.* Изменения климата: тренды, циклы, паузы. Минск: Беларуская навука, 2017. 179 с.

30. *Пономарев В.И., Дмитриева Е.В, Шкорба С.П., Карнаухов А.А.* Изменение планетарного климатического режима на рубеже XX–XXI веков // Вестник МГТУ. 2018. Т. 21. № 1. С. 160–169. doi: 10.21443/1560-9278-2018-21-1-160-169.

31. *Фролов И.Е., Гудкович З.М., Карклин В.П., Смоляницкий В.М.* Изменения климата Арктики и Антарктики — результат действия естественных причин // Проблемы Арктики и Антарктики. 2010. № 2 (85). С. 52–61.

32. *Алексеев Г.В., Кузмина С.И., Уразгильдеева А.В., Бобылев Л.П.* Влияние атмосферных переносов тепла и влаги на потепление в Арктике в зимний период // Фундаментальная и прикладная климатология. 2016. Т. 1. С. 43–46. doi: 10.21513/2410-8758-2016-1-43-63.

33. *Попова В.В.* Современные изменения климата на севере Евразии как проявление вариаций крупномасштабной атмосферной циркуляции // Фундаментальная и прикладная климатология. 2018. Т. 1. С. 84–111. doi: 10.21513/2410-8758-2018-1-84-1.11.

34. *Graversen R.G., Mauritsen T., Tjernstrom M., Kallen E., Svensson G.* Vertical structure of recent Arctic warming // Nature. 2008. V. 451. P. 53–54. doi:10.1038/nature06502.

35. *Curry J.A., Schramm J.H., Ebert E.E.* Sea ice albedo feedback mechanism // Journ. Clim. 1995. V. 8. P. 240–247.

36. *Perovich D. K., Light B., Eicken H., Jones K.F., Runciman K., Nghiem S.V.* Increasing solar heating of the Arctic Ocean and adjacent seas, 1979–2005: Attribution and role in the ice-albedo feedback // Geophys. Res. Lett. 2007. Vol. 34. L19505. doi:10.1029/2007GL031480.

37. *Semiletov I., Dudarev O., Luchin V., Charkin A., Shin K.-H., Tanaka N.* The East Siberian Sea as a transition zone between Pacific-derived waters and Arctic shelf waters // Geophys. Res. Lett. 2005. V. 32. L10614. doi:10.1029/2005GL022490.

38. *Магрицкий Д.В.* Тепловой сток рек в моря российской Арктики и его изменения // Вестн. МГУ. Сер. 5. География. 2009. № 5. С. 69–77.

39. *Luchin V., Paneled G.* Thermal regimes in the Chukchi sea from 1941–2008 // Deep-Sea Research II. 2014. V. 109. C. 14–26.

40. *Аксенов П.В., Иванов В.В.* «Атлантификация» как вероятная причина сокращения площади морского льда в бассейне Нансена в зимний сезон // Проблемы Арктики и Антарктики. 2018. Т. 64 (1). С. 42–54. doi: 10.30758/0555-2648-2018-64-1-42-54.

41. *Белязо В.А.* Планетарные циклы в колебаниях атмосферной циркуляции и их проявление в некоторых процессах Арктики // Тр. ААНИИ. 1999. Т. 441. С. 46–51.

42. *Фролов И.Е., Гудкович З.М., Карклин В.П., Смоляницкий В.М.* 60-летняя цикличность в изменениях климата полярных регионов // Материалы гляциологических исследований. 2008. Т. 105. С. 158–165.

43. *Добровольский А.Д., Залогин Б.С.* Моря СССР. М.: Изд. МГУ, 1982. 192 с.

44. Изменчивость природных условий в шельфовой зоне Баренцева и Карского морей / Федер. служба по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды / Под. ред. А.И. Данилова, Е.У. Миронова, В.А. Спичкина. СПб.: ААНИИ, 2004. 430 с.

45. *Reynolds R.W., Rayner N.A., Smith T.M., Stokes D.C, Wang W.* An improved in situ and satellite SST analysis for climate // Journal of Climate. 2002. V. 15. Iss. 13. P. 1609–1625. doi: 10.1175/1520-0442(2002)015<1609:AIISAS>2.0.CO;2.

46. *Kalnay E., Kanamishi M., Kistler R., Collins W., Deaven D., Gardin L., Iredell M., Saha S., White G., Woolen J., Zhu Y., Chellian M., Ebisuzaki W., Higgins W., Janowiak J., Mo K.C., Ropelewski C., Wang G., Leetmaa A., Reynolds R., Jenne R., Joseph D.* The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project // Bulletin of the American Meteorological Society. 1996. V. 77. № 3. P. 437–472.

47. *Rayner N.A., Parker D.E., Horton E.B., Folland C.K., Alexander L.V., Rowell D.P., Kent E.C., Kaplan A.* Global analyses of sea surface temperature, sea ice, and night marine air temperature since the late nineteenth century // Journal of Geophysical Research. 2003. V. 108. № D14. P. 4407. doi: 10.1029/2002JD002670.

48. *Ding C., He X.* K-means clustering via principal component analysis // Proc. 21st Intern. conf. on machine learning. Canada, Banff: ACM Press, 2004. P. 225–232. doi: 10.1145/1015330.1015408.

49. *Enfield D.B., Mestas-Nunez A.M., Trimble P.J.* The Atlantic Multidecadal Oscillation and its relationship to rainfall and river flows in the continental U.S. // Geophysical Research Letters. 2001. V. 28. № 10. P. 2077–2080.

50. *Ivanov V., Alexeev V., Koldunov N.V., Repina I.A., Sandoe A.B., Smedsrud L.H., Smirnov A.* Arctic Ocean Heat Impact on Regional Ice Decay: A Suggested Positive Feedback // J. Phys. Oceanogr. 2016. V. 46. P. 1437–1456. doi: 10.1175/JPO-D-15-0144.1.

51. *Жичкин А.П.* Динамика межгодовых и сезонных аномалий ледовитости Баренцева и Карского морей // Вестник Кольского научного центра РАН. Естественные и технические науки. 2015. № 1 (20). С. 55–64.

52. *Плотников В.В.* Пространственно-временная изменчивость ледяного покрова залива Петра Великого // Вестник ДВО РАН. 2013. № 6. С. 42–49.

REFERENCES

1. *IPCC*. Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Stocker, T.F., Qin D., Plattner G.-K., Tignor M., Allen S.K., Boschung J., Nauels A., Xia Y., Bex V., Midgley P.M. (eds.). United Kingdom and New York, NY, USA. Cambridge: Cambridge University Press, 2013: 1535 p.

2. *Johannessen O.M., Kuzmina S.I., Bobylev L.P., Miles M.W.* Surface air temperature variability and trends in the Arctic: new amplification assessment and regionalisation. Tellus A. 2016, 68: 28234.

3. *Callaghan T. V., Johansson M., Key J., Prowse T., Ananicheva M., Klepikov A.* Feedbacks and interactions: From the Arctic cryosphere to the climate system. Ambio. 2011, 40: 75–86. doi:10.1007/s13280-011-0215-8.

4. *Kattsov V.M., Porfiryev B.N.* Climate change in the Arctic: implications for the environment and the economy. *Arktika: ekologiia i ekonomika*. Arctic: Ecology and Economy. 2012, 2 (6): 66–79. [In Russian].

5. *Kovalevskii D.V., Alekseev G.V., Bobylev L.P., Danilov A.I.* Impacts of climate change on certain economic activities in the Arctic. *Problemy Arktiki i Antarktiki.* Arctic and Antarctic Research. 2012, 94 (4): 90–98. [In Russian].

6. *Semiletov I., Pipko I., Gustafsson Ö., Anderson L.G., Sergienko V., Pugach S., Dudarev O., Charkin A., Gukov A., Bröder L., Andersson A., Spivak E., Shakhova N.* Acidification of East Siberian Arctic Shelf waters through addition of freshwater and terrestrial carbon. Nature Geoscience. 2016, 9: 361–365. doi: 10.1038/NGEO2695.

7. *Zakharov V.F. Pokholodanie Arktiki i ledianoi pokrov arkticheskikh morei*. Cold snap of the Arctic and ice cover of the Arctic seas. Leningrad: Gidrometeoizdat, 1976: 95 p. [In Russian].

8. *Polyakov I.V., Alekseev G.V., Bekryaev R.V., Bhatt Uma, Colony R.L.* Observationally based assessment of polar amplification of global warming. Geophys. Res. Lett. 2002, 29 (18): 1878. doi: 10.1029/2001GL011111, 2002.

9. *Frolov I.E., Gudkovich Z.M., Karklin V.P., Kovalev E.G., Smolianitskii V.M.* Climatic changes of ice conditions in the Arctic seas of the Euroasian shelf. *Problemy Arktiki i Antarktiki.* Arctic and Antarctic Research. 2007, 75: 149–160. [In Russian].

10. *Sherstiukov B.G. Regional'nye i sezonnye zakonomernosti izmenenii sovremennogo klimata*. Regional and seasonal regularities of changes of the modern climate. Obninsk: GU «VNIIGMI-MTsD», 2008: 247 p. [In Russian].

11. Second Roshydromet assessment report on climate change and its consequences in Russian Federation. Ed. V.M. Kattsov, S.M. Semenov. Moscow: Roshydromet, 2014: 1005 p. [In Russian].

12. *Alekseev G.V. Proiavlenie i usilenie global'nogo potepleniia v Arktike*. Manifestation and strengthening of global warming in the Arctic. *Fundamental'naia i prikladnaia klimatologiia*. Fundamental and applied climatology. 2015, 1: 11–26. [In Russian].

13. *Rostov I.D., Dmitrieva E.V., Vorontsov A.A.* Tendencies of climate changes for thermal conditions of the Laptev Sea over last 37 years. *Vestnik DVO RAN*. Bulletin of the Far East branch of the Russian Academy of Sciences. 2019, 1: 97–107. [In Russian].

14. *Rostov I.D., Dmitrieva E.V., Vorontsov A.A.* Tendencies of climate changes for thermal conditions in the coastal waters of the western Bering Sea and adjacent areas in the last decades. *Izvestiya TINRO*. TINRO News. 2018, 193: 167–182. doi: 10.26428/1606-9919-2018-193-167-182. [In Russian].

15. *Shalina E.V., Bobylev L.P.* Change of ice conditions in the Arctic according to satellite observations. *Sovremennye problemy distantsionnogo zondirovaniia Zemli iz kosmosa*. Current problems in remote sensing of the Earth from space. 2017, 14, 6: 28–41. [In Russian].

16. *Dumanskaja I.O. Ledovye usloviia morei evropeiskoi chasti Rossii*. Ice conditions of the European Russia seas. Obninsk: IG-SOCIN, 2014: 608 p. [In Russian].

17. *Matishov G.G., Dzhenyuk S.L., Moiseev D.V., Zhichkin A.P.* Pronounced anomalies of air, water, ice conditions in the Barents and Kara Seas, and the Sea of Azov. Oceanologia. 2014, 56 (3): 445–460.

18. *Borodachev V.E., Borodachev I.V.* The Kara Sea ice extent and the Arctic climate variations. *Problemy Arktiki i Antarktiki*. Arctic and Antarctic Research. 2015, 2 (104): 57–67. [In Russian].

19. *Karklin V.P., Yulin A.V., Sharatunova M.V., Mochnova L.P.* Climat variability of the Kara Sea ice massifs. *Problemy Arktiki i Antarktiki*. Arctic and Antarctic Research. 2017, 4 (114): 37–47. [In Russian].

20. *Dumanskaia I.O. Ledovye usloviia morei aziatskoi chasti Rossii*. Ice conditions of the seas of an Asian part of Russia. Obninsk: IG-SOTsIN, 2017: 640 p. [In Russian].

21. *Karklin V.P., Kovalev E.G*. Influence of solar activity on ice cover of the Arctic seas. *Trudy AANII*. Proc. of AARI. 1994, 432: 28–35. [In Russian].

22. *Gudkovich Z.M., Karklin V.P., Frolov I.E.* Intra century climate changes, areas of an ice cover Eurasian Arctic seas and their possible reasons. *Meteorologiia i gidrologiia.* Meteorology and hydrology. 2005, 6: 5–14. [In Russian].

23. *Abdusamatov Kh.I. Solntse diktuet klimat*. The sun dictates climate. St. Petersburg: Logos, 2009: 198 p. [In Russian].

24. *Gudkovich Z.M., Karklin V.P., Smolyanitsky V.M., Frolov I.E.* On the character and causes of the Earth's climate changes. *Problemy Arktiki i Antarktiki*. Arctic and Antarctic Research. 2009, 1 (81): 15–23. [In Russian].

25. *Sorokhtin O.G. Parnikovyi effekt: mif i real'nost'*. Greenhouse effect: myth and reality. *Vestnik RAEN*. Bulletin of RANS. 2002, 1, 1: 8–21. [In Russian].

26. *Birman B.*A.*, Berezhnaya T.V., Golubev* A.*D. Osnovnye pogodno-klimaticheskie osobennosti Severnogo polushariia Zemli. 2018 god. Analiticheskii obzor. FGBU «Gidrometsentr Rossii»*. The main weather-climatic characteristics of the Earth northern hemisphere. 2018. Analytical review. Moscow: Hydrometeoizdat, 2019: 79 p. [In Russian].

27. *Alekseev G.V., Radionov V.F. Aleksandrov E.I.,Ivanov N.E., Kharlanenkova N.E.* Arctic climate change under global warming. *Problemy Arktiki i Antarktiki*. Arctic and Antarctic Research. 2015, 1 (103): 33–41. [In Russian].

28. *Ashik I.M., Timokhov L.A.* The expected changes of hydrological conditions in the Arctic seas and their consequences. Book of abs. All-Russian conf. "State of the Arctic seas and territories in the face of climate change". Ed. Riabchenko S.V., North (Arctic) Federal M.V. Lomonosov' University. Arkhangelsk: SAFU ID, 2014: 25–26. [In Russian].

29. *Loginov V.F., Mikutskii V.S. Izmeneniia klimata: trendy, tsikly, pauzy.* Climate change: trends, cycles, pause. Minsk: Belaruskaia navuka, 2017: 179 p. [In Russian].

30. *Ponomarev V.I., Dmitrieva E.V, Shkorba S.P., Karnaukhov* A.A. Change of the global climate regime at the turn of the XX–XXI centuries. *Vestnik MGTU*. Bulletin of MGTU. 2018, 21, 1: 160–169. doi: 10.21443/1560-9278-2018-21-1-160-169. [In Russian].

31. *Frolov I.E., Gudkovich Z.M., Karklin V.P., Smolyanitsky V.*M. Climate change in the Arctic and Antarctic — the result of the natural causes. *Problemy Arktiki i Antarktiki*. Arctic and Antarctic Research. 2010, 2 (85): 52–61. [In Russian].

32. *Alekseev G.V., Kuzmina S.I., Urazgil'deeva A.V., Bobylev L.P.* Influence of atmospheric transfers of heat and moisture on warming in the Arctic during the winter period. *Fundamental'naia i prikladnaia klimatologiia*. Fundamental and applied climatology. 2016, 1: 43–46. doi: 10.21513/2410-8758-2016-1-43-63. [In Russian].

33. *Popova V.V.* Present-day changes in climate in the North Eurasia as a manifestation of variation of the large-scale atmospheric circulation. *Fundamental'naia i prikladnaia klimatologiia*. Fundamental and applied climatology. 2018, 1: 84–111. doi: 10.21513/2410-8758-2018-1-84-111. [In Russian].

34. *Graversen R.G., Mauritsen T., Tjernstrom M., Kallen E., Svensson G*. Vertical structure of recent Arctic warming. Nature. 2008, 451: 53–54. doi: 10.1038/nature06502.

35. *Curry J.A., Schramm J.H., Ebert E.E.* Sea ice albedo feedback mechanism. Journ. Clim. 1995, 8: 240–247.

36. *Perovich D. K., Light B., Eicken H., Jones K.F., Runciman K., Nghiem S.V.* Increasing solar heating of the Arctic Ocean and adjacent seas, 1979–2005: Attribution and role in the ice-albedo feedback. Geophys. Res. Lett. 2007, 34: L19505. doi:10.1029/2007GL031480.

37. *Semiletov, I., O. Dudarev, V. Luchin, A. Charkin, K.-H. Shin, and N. Tanaka* The East Siberian Sea as a transition zone between Pacific-derived waters and Arctic shelf waters. Geophys. Res. Lett. 2005, 32: L10614. doi:10.1029/2005GL022490.

38. *Magritskii D.V.* Thermal drain of the rivers to the seas of the Russian Arctic and its change. *Vestn. MGU. Cer. 5 Geografiia.* MSU bulletin. Geography series 5. 2009, 5: 69–77. [In Russian].

39. *Luchin V., Paneled G.* Thermal regimes in the Chukchi sea from 1941–2008. Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography. 2014, 109: 14–26. doi: 10.1016/j.dsr2.2014.05.007.

40. *Aksenov P. V., Ivanov V. V.* "Atlantification" as a probable cause for reducing of the sea-ice cover in the Nansen basin in winter. *Problemy Arktiki i Antarktiki.* Arctic and Antarctic Research. 2018, 64, 1: 42–54. doi: 10.30758/0555-2648-2018-64-1-42-54. [In Russian].

41. *Beliazo V.A.* Planetary cycles in fluctuations of atmospheric circulation and their manifestation in some processes of the Arctic. *Trudy AANII*. Proc. of AARI. 1999, 441: 46–51. [In Russian].

42. *Frolov I.E., Gudkovich Z.M., Karklin V.P., Smolianitskii V.M.* 60-year cycle in climate change in the polar regions. *Materialy gliatsiologicheskikh issledovanii*. Materials of glaciological researches. 2008, 105: 158–165. [In Russian].

43. *Dobrovolsky A.D., Zalogin B. S. Morya SSSR*. Sea of the USSR. Moscow: MGU, 1982: 192 p. [In Russian].

44. *Izmenchivost' prirodnykh uslovii v shel'fovoi zone Barentseva i Karskogo morei*. Variability of an environment in a shelf zone Barents and Karsky seas (Eds. Danilov A.I., Mironov E.U., Spichkin V.A.). Saint Petersburg: AANII, 2004: 430 p. [In Russian].

45. *Reynolds R.W., Rayner N.A., Smith T.M., Stokes D.C, Wang W.* An improved in situ and satellite SST analysis for climate. Journal of Climate. 2002, 15, 13: 1609–1625. doi: 10.1175/1520-0442(2002)015<1609:AIISAS>2.0.CO;2.

46. *Kalnay E., Kanamishi M., Kistler R., Collins W., Deaven D., Gardin L., Iredell M., Saha S., White G., Woolen J., Zhu Y., Chellian M., Ebisuzaki W., Higgins W., Janowiak J., Mo K.C., Ropelewski C., Wang G., Leetmaa A., Reynolds R., Jenne R., Joseph D.* The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project. Bulletin of the American Meteorological Society. 1996, 77, 3: 437–472. doi: 10.1175/1520-0477(1996)077<0437:tnyrp>2.0.co;2.

47. *Rayner N.A., Parker D.E., Horton E.B., Folland C.K., Alexander L.V., Rowell D.P., Kent E.C., Kaplan A.* Global analyses of sea surface temperature, sea ice, and night marine air temperature since the late nineteenth century. J. Geophys. Res. 2003, 108 (D14): 4407. doi: 10.1029/2002JD002670.

48. *Ding C., He X.* K-means clustering via principal component analysis. Proc. 21st Intern. Conf. on machine learning. Banff, Canada, ACM Press, 2004: 225–232. doi: 10.1145/1015330.1015408.

49. *Enfield D.B., Mestas-Nunez A.M., Trimble P.J.* The Atlantic Multidecadal Oscillation and its relationship to rainfall and river flows in the continental U.S. Geophysical Research Letters. 2001, 28, 10: 2077–2080.

50. *Ivanov V., Alexeev V., Koldunov N.V., Repina I.A., Sandoe A.B., Smedsrud L.H., Smirnov A.* Arctic Ocean heat impact on regional ice decay: a suggested positive feedback. J. Phys. Oceanogr. 2016, 46: 1437–1456. doi: 10.1175/JPO-D-15-0144.1.

51. *Zhichkin A.P.* Dynamics of interannual and seasonal anomalies of ice cover of the Barents and Karsky seas. *Vestnik Kol'skogo nauchnogo tsentra RAN. Estestvennye i tekhnicheskie nauki*. Bulletin of the Kola scientific center RAS. Natural and technical science. 2015,1 (20): 55–64. [In Russian].

52. *Plotnikov V.V.* The spatial-temporal variability of the ice cover of Peter the Great Bay. *Vestnik DVO RAN*. FEB RAS Bulletin. 2013, 6: 42–49. [In Russian].

УДК 551.326. 12/13:551.58(268.4) DOI: 10.30758/0555-2648-2019-65-2-148-168

КЛИМАТИЧЕСКИЕ ИЗМЕНЕНИЯ СЕЗОННЫХ И ДОЛГОПЕРИОДНЫХ КОЛЕБАНИЙ ЛЕДОВИТОСТИ ГРЕНЛАНДСКОГО И БАРЕНЦЕВА МОРЕЙ

Л.А. ТИМОХОВ, Н.А ВЯЗИГИНА, Е.У. МИРОНОВ, А.В. ЮЛИН*

[1] — *ГНЦ РФ Арктический и антарктический научно-исследовательский институт, Санкт-Петербург, Россия*

**naty_vyazik@mail.ru*

CLIMATIC CHANGES OF SEASONAL AND INTER-ANNUAL VARIABILITY OF THE ICE COVER OF THE GREENLAND AND BARENTS SEAS

L.A. TIMOKHOV, N.A. VYAZIGINA, E.U. MIRONOV, A.V. YULIN*

[1] — *State Scientific Center of the Russian Federation Arctic and Antarctic Research Institute, St. Petersburg, Russia*

**naty_vyazik@mail.ru*

Received January, 28, 2019 *Accepted June, 17, 2019*

Keywords: Barents Sea, Greenland Sea, classification of seasonal cycles, ice cover, seasonal and inter-annual variability.

Summary

The structure of the long-period variability of the ice cover of the Barents and Greenland Seas over a long series of observations from 1930 to 2017 is analyzed. In both seas, there is a significant negative linear trend of ice cover for both the winter and summer seasons. Average for the period of 1950–2016 intra-annual changes in ice coverings demonstrate the conjugacy of the seasonal cycles of the Greenland and Barents Seas, but with certain differences. Three homogeneous groups with a similar character of intra-annual changes in the ice area are identified for each sea. Identified succession in a state of ice cover for 2 years.

The conjugacy of changes in the average decadal values of sea ice cover in April and August with the average decadal indices of atmospheric circulation AO, AD, PNA, NAO and the index of the thermal state of the North Atlantic AMO is shown. Spectral analysis of the winter and summer ice cover of the Greenland and Barents Seas for the period 1930–2016 confirmed earlier received cyclical fluctuations of 22, 9–11 and 6–7 years.

Citation: *Timokhov L.A., Vyazigina N.A., Mironov E.U., Yulin A.V.* Climatic changes of seasonal and inter-annual variability of the ice cover of the Greenland and Barents Seas. *Problemy Arktiki i Antarktiki.* Arctic and Antarctic Research. 2019, 65, 2: 148–168. [In Russian]. doi: 10.30758/0555-2648-2019-65-2-148-168.

Cross-correlation analysis established a close relationship between the longitudinal changes in the ice cover and the average annual values of the following astrogeophysical parameters, the longitude coordinate of the Earth pole position Y, the Earth axis nutation indices dEps and dPsi, the Earth rotation speed index lod (length of day), Sun solar activity index (annual Wolf number) , the average for six months, the distance from the Sun to Earth in the summer SX-III and the winter SX-III periods. Significant correlation coefficients are quite large (R = |0,30| – |0,56|) for both seas, comparable to the correlation coefficients between the ice cover and average annual air temperature T, show the reality of the ice cover mediated reaction to changes in astrophysical factors. Statistical equations relating the sea ice cover to hydrometeorological and astrogeophysical factors were obtained by multiple correlation. The overall correlation coefficient varies from R = 0,80 to R = 0,87 AT. The Greenland Sea, the share of astrogeophysical factors in the long-term changes in the ice cover of both the winter and summer seasons exceeded the contribution of hydrometeorological factors by 3–4 times. In the Barents Sea, the contribution to the total dispersion of astrogeophysical factors in the winter period is somewhat less than that of hydrometeorological factors, and in the summer period they exceed only 1.4 times. The authors' approach opens up the possibility of using it to obtain statistical equations for the diagnosis and forecast of long-term and climatic changes in sea-ice cover.

Поступила 28 января 2019 г. *Принята к печати 17 июня 2019 г.*

Ключевые слова: Баренцево море, Гренландское море, ледовитость, ледяной покров, сезонная и межгодовая изменчивость.

В статье проанализирована структура долгопериодной изменчивости ледяного покрова Баренцева и Гренландского морей за длительные ряды наблюдений. С помощью кластерного анализа для каждого моря выделены несколько однородных групп с близким характером внутригодовых изменений площади льдов. Выявлена преемственность в состоянии ледяного покрова в течение двух лет. Проанализированы временное распределение аномалий относительно тренда изменчивости ледяного покрова и возможные причины формирования периодов преобладания однонаправленных изменений площади льдов. Получены статистические уравнения связи ледовитости с гидрометеорологическими и астрогеофизическими факторами. Определены доли вклада астрогеофизических факторов в долгопериодные изменения ледовитости Баренцева и Гренландского морей, которые демонстрируют существование различия формирования ледового режима в Гренландском и Баренцевом морях.

ВВЕДЕНИЕ

В Северо-Европейском бассейне наблюдаются наибольшие сезонные и многолетние изменения площади морских льдов, и в этом районе морские льды особо чувствительны к климатическим изменениям [1, 2]. Баренцево и Гренландское моря играют большую роль в процессах взаимодействия Северо-Европейского бассейна с Арктическим бассейном, являясь важной частью Арктической климатической системы. Через их акваторию теплые и соленые воды Северо-Атлантического течения поступают в арктические моря и Арктический бассейн, и в обратном направлении Восточно-Гренландское течение транспортирует морские льды и холодные и относительно распресненные воды в Северную Атлантику [3, 4]. Гренландское море и, прежде всего, Баренцево море являются акваториями круглогодичного судоходства, а также регионами интенсивного рыболовства и добычи нефти и газа. Поэтому изучение ледового и гидрологического режима морей является актуальной задачей как для науки, так и для практики.

Исследования ледяного покрова Гренландского и Баренцева морей имеют давнюю историю. Первыми наиболее важными обобщающими работами стали две монографии В.Ю. Визе, в которых дано описание ледового режима Гренландского и Баренцева морей и сформулированы методические основы прогнозирования ледовых условий [5–7]. Значительный вклад в раскрытие закономерностей пространственно-временной изменчивости ледовых условий, механизмов формирования аномальных ледовых процессов в приатлантической Арктике внесли работы А.А. Лебедева, Н.С. Уралова [8–10]. Г.К. Зубакин [2] в своей монографии представил анализ крупномасштабных черт изменчивости состояния ледяного покрова морей Северо-Европейского бассейна. Е.У. Миронов [3] выполнил обобщение особенностей и закономерностей сезонной и многолетней изменчивости основных характеристик ледового режима Гренландского и Баренцева морей, а также разработал новые методы долгосрочных ледовых прогнозов, позволяющие предсказывать крупные аномалии ледовитости и распределение ледяного покрова [3].

По мере накопления данных по ледовитости и их анализа был опубликован ряд статей, посвященных отдельным аспектам ледового режима морей Северо-Европейского бассейна. В статье М.В. Трегубова и др. [11] описывается динамика ледовитости Гренландского моря за период 1979–2008 гг. и отмечается значительное уменьшение ледовитости в последнее десятилетие. В статьях [11–14] акцентировано внимание на низкочастотную изменчивость ледовитости и термохалинных характеристик Баренцева моря и установлена их связь с изменениями Североатлантического колебания (САК) и Атлантической мультидекадной осцилляцией (АМО). В работе [15] на основе длинных рядов наблюдений исследованы колебания внутригодовой и межгодовой изменчивости площади льдов Гренландского моря и получены численные оценки вклада гидрометеорологических факторов и предыстории состояния ледяного покрова в изменение летней и зимней площади льдов. Следует отметить, что подобные оценки отсутствуют для Баренцева моря, также остается неосвещенным вопрос о схожести и различии колебаний ледовитости в Гренландском и Баренцевом морях.

Целью настоящего исследования является совместный анализ ледовитости Гренландского и Баренцева морей и установление сопряженности изменений ледовитости в морях в зависимости от внешних факторов, а также выявление их связи с климатическими изменениями в регионе. Подчеркнем, что изучение эмпирических закономерностей долгопериодных колебаний ледовитости и их причин имеют важное значение для понимания процесса формирования ледового режима и могут быть использованы при построении статистических моделей диагноза и сверхдолгосрочного прогноза ледовитости арктических морей.

ДАННЫЕ И МЕТОД АНАЛИЗА

В исследовании были использованы среднемесячные значения ледовитости морей, полученные на основе авиационных ледовых разведок (до 1986 г.) и спутниковых данных с 1986 г. по настоящее время [3, 16]. Для ледовитости Гренландского и Баренцева морей в августе (L_{GrVIII}, L_{BarVIII}) и апреле (L_{GrIV}, L_{BarIV}) в нашем распоряжении был временной ряд с 1930 по 2018 г., а для всех двенадцати месяцев данные по ледовитости доступны с 1950 г. по настоящее время. Отметим, что в качестве меры ледовитости используют площадь льдов в границах моря (обычно кв. км) или отношение площади льдов к площади моря (%). Границы арктических морей и их площади приведены в Атласе Арктики [20].

В анализе использовались среднегодовые гидрометеорологические и астрогеофизические индексы, а также гидрометеорологические индексы, осредненные за полугодия IV–IX (апрель–сентябрь) и X–III (октябрь–март). Здесь и далее будут использованы англоязычные обозначения гидрометеорологических и астрогеофизических индексов.

Для оценки влияния крупномасштабных гидрометеорологических процессов на долгопериодную изменчивость площади льдов были отобраны наиболее важные и часто используемые характеристики:

– атмосферный индекс, Арктическое колебание (AO, Arctic Oscillation), характеризующий вариации атмосферного давления над уровнем моря севернее 20° с. ш., который определяется как первая мода разложения на естественные ортогональные функции аномалий высоты поверхности 1000 гПа [17];

– индекс атмосферной циркуляции, представляющий собой вторую моду разложения приземного атмосферного давления от широты 60º до полюса по эмпирическим ортогональным функциям [18];

– тихоокеанское-северо-американское колебание (PNA, Pacific-North American) определяется как вторая мода разложения на естественные ортогональные функции аномалий высоты поверхности 1000 гПа;

– индекс Североатлантического колебания (NAO, North Atlantic Oscillation), рассчитываемый как разница атмосферного давления на уровне моря между пунктами в Исландии (64° с.ш., 24° з.д.) и вблизи Азорских островов (39° с.ш., 24° з.д.) (https://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/precip/CWlink/);

– атлантическое мультидекадное колебание (AMO, Atlantic multidecadal oscillation), представляющее собой аномалию температуры поверхности океана (ТПО) в Северной Атлантике относительно среднего значения за период с 1930 по 2016 г. (http://www.esrl.noaa.gov/psd/data/timeseries/AMO/). Исходные среднемесячные значения подвергались осреднению за полугодия и год.

При анализе долгопериодных изменений использовались также астрофизические индексы, взятые с указанных далее сайтов: долготная координата положения полюса Земли Y (ftp://hpiers.obspm.fr/iers/series/opa/eopc04); параметры нутации оси Земли dEps и dPsi (https://datacenter.iers.org/eop/-/somos/5Rgv/latest/38); величина скорости вращения Земли, представленная величиной продолжительности дня lod (length of day) (https://astro.ukho.gov.uk/nao/lvm/#tabs-d3); величина солнечной активности Sun или среднегодовое число Вольфа (https://solarscience.msfc.nasa.gov/greenwch/SN_m_tot_V2.0.txt); среднее за шесть месяцев расстояние от Солнца до Земли в летнее $S_{IV\text{-}IX}$ и зимнее $S_{X\text{-}III}$ полугодия (https://soft-ok.net/226-astroprocessor-zet-9-lite.html).

Статистический анализ включал выделение линейного тренда, кросс-корреляцию, спектральный и мультирегрессионный анализы, которые выполнялись с использованием стандартных пакетов программ СТАТИСТИКА [19].

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Важной особенностью Гренландского и Баренцева морей является то, что, в отличие от других арктических морей, акватории этих морей в зимний период не покрываются льдом полностью. Площади морей примерно одинаковые, однако глубины имеют существенное различие. Средняя глубина Гренландского моря 1400 м, тогда как в Баренцевом море преобладают глубины около 600 м и располагается большая шельфовая зона. В соответствии с климатическим районированием [20], акватории исследуемых морей относятся к южному району Атлантической области Арктики. В холодный период года в этой области сильно воздействие циклонической циркуляции, и отмечается максимальная для Арктической зоны межсуточная изменчивость метеорологических элементов; температура воздуха выше, облачность и осадки больше, ветры сильнее, чем в других областях Арктики. В теплый период атмосферная циркуляция ослабевает, межсуточные

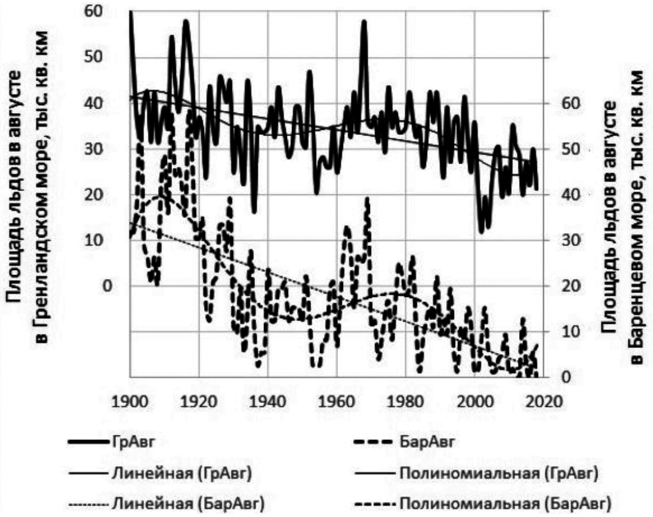

Рис. 1. Межгодовые изменения ледовитости Гренландского (пунктирные линии) и Баренцева (жирные линии) морей в зимние (сплошные линии, левая ордината) и летние периоды (пунктирные линии, правая ордината) с нанесенной линией тренда в период 1930–2016 гг.

Fig. 1. Interannual changes in the ice cover of the Greenland (thin lines) and Barents Seas (heavy lines) in the winter (solid lines, left ordinate) and summer periods (dotted lines, right ordinate) with a trend line in the period 1930–2016.

колебания метеорологических элементов уменьшаются; температура воздуха низкая, особенно на севере области, облачность большая, часты туманы [3].

Существующая в Северо-Европейском бассейне (СЕБ) система устойчивых теплых и холодных течений играет решающую роль в формировании метеорологических и ледовых условий и обуславливает межгодовые и многолетние изменения гидрологического и ледового режима Гренландского и Баренцева морей [3].

Временной ход зимней (апрель) и летней (август) ледовитости Гренландского и Баренцева морей за период с 1930 по 2016 г. приведен на рис. 1. Тенденция климатических изменений площади льдов в обоих морях одинакова: в межгодовых изменениях выделяется значимый отрицательный линейный тренд ледовитости, как для зимнего, так и для летнего сезона. Для зимнего периода тренд более значителен: в Баренцевом море за 85 лет площадь льдов уменьшилась на 47 тыс. км^2 и в Гренландском — на 29 тыс. км^2. В летний период за исследуемый период площадь льдов уменьшилась в Баренцевом море на 6 тыс. км^2, а в Гренландском — на 8 тыс. км^2.

Средние за период 1950–2016 гг. внутригодовые изменения ледовитости, представленные на рис. 2, демонстрируют сопряженность сезонных циклов Гренландского (ГМ) и Баренцева (БМ) морей. Однако наблюдаются определенные различия в величинах максимальной, средней и минимальной ледовитости и в сроках их наблюдений. Представление о пределах межгодовых вариаций сезонных циклов дают тонкие сплошные и пунктирные линии на рис. 2, которые представляют собой области, ограниченные значениями плюс-минус среднеквадратическое отклонение (±Δ).

В годовом цикле максимальная площадь льдов в ГМ составляет 53,5 тыс. км^2 и в среднем наблюдается феврале, а в БМ максимум ледовитости составляет 58,9 тыс. км^2 и в среднем наблюдается в апреле.

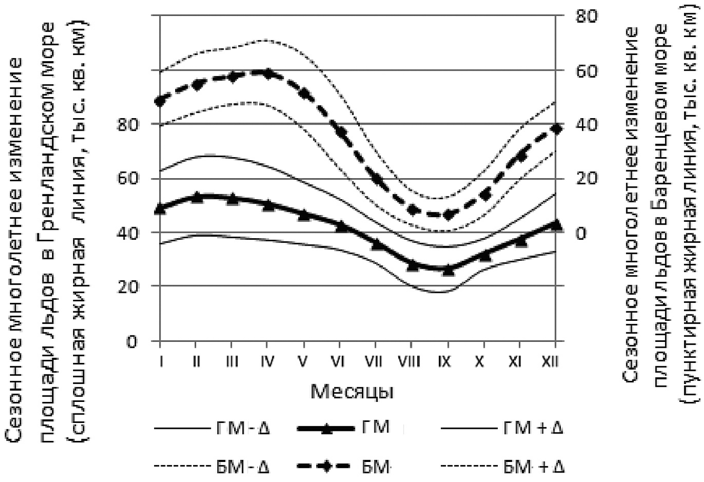

Рис. 2. Сезонный ход и диапазон изменчивости площади льдов в Гренландском и Баренцевом морях (тонкие линии указывают диапазоны изменчивости в пределах среднеквадратического отклонения Δ)

Fig. 2. Seasonal variation and range of variability of ice area in the Greenland and Barents Seas (thin lines indicate ranges of variability within ± Δ)

СЕЗОННЫЕ КОЛЕБАНИЯ

Внутригодовые величины ледовитости площади льдов значительно меняются от года к году. Наибольшие вариации ледовитости в ГМ приходятся на март (среднеквадратическое отклонение Δ наблюдается в среднем в сентябре), при этом амплитуда внутригодовых колебаний площади 4,7 тыс. км^2, а в БМ — на июнь (Δ = 14,0 тыс. км^2). Минимальные ледовитости в Баренцевом море в 1,9 раза больше, чем в Гренландском море: амплитуда ледовитости составляют 4,7 и 8,8 тыс.км^2 соответственно для ГМ и БМ. Скорость сокращения площади льдов в результате таяния оценивается в 0,67 и 1,76 тыс. км^2/месяц, а скорость увеличения ледовитости в результате нарастания льда оценивается в 0,94 и 1,26 тыс. км^2/месяц соответственно для ГМ и БМ. Приведенные оценки показывают, что сезонное уменьшение ледовитости в Гренландском море происходит медленнее, чем в Баренцевом, а увеличение площади льдов, наоборот, происходит быстрее в ГМ по сравнению с БМ.

Наименьшая величина площади льдов (см. табл. 1) наблюдалась преимущественно в сентябре в Баренцевом море в 58 % случаях и в Гренландском море — в 67 %. Наибольшая площадь льдов в Баренцевом море фиксировалась чаще всего в апреле (46 % случаев), тогда как в Гренландском наиболее часто максимум ледовитости приходится на март — 46 %. Средняя скорость изменения площади льдов C рассчитывалась по формуле $C_i = (L_{i+1} - L_{i-1})/2$.

Величины стандартных отклонений для обоих морей в зимний период (13–14·10^3 км^2) почти в два раза больше, чем в летний период (6–7·10^3 км^2). При этом минимальные значения стандартного отклонения для Баренцева моря приходятся на август–сентябрь, что соответствует периоду наименьшей площади льда. Тогда как в Гренландском море минимум стандартных отклонений приходится на октябрь–ноябрь, сдвигаясь относительно наименьшей ледовитости. Степень вариаций, пред-

Таблица 1

Статистические характеристики внутригодовых изменений площади льдов

Месяц	Максимальная площадь льдов, %		Минимальная площадь льдов, %		Средне-многолетняя площадь льдов, 10^3 км^2		Средне-квадратичное отклонение площади льдов, 10^3 км^2		Скорость изменения, 10^3км^2/месяц	
	Моря		Моря		Моря		Моря		Моря	
	БМ	ГМ	БМ	ГМ	БМ	ГМ	БМ	ГМ	БМ	ГМ
Январь	4	9	–	–	49,3	47,7	9,9	13	8,8	4,1
Февраль	20	25	–	–	55,2	51,1	11,0	13,1	4,7	2,1
Март	26	42	–	–	58,6	51,9	11,5	14,1	2,5	–0,9
Апрель	46	17	–	–	60,2	49,2	13,0	12,3	–3,0	–3,3
Май	3	6	–	–	52,7	45,4	13,4	10,2	–10,9	–3,9
Июнь	–	1	–	–	38,4	41,5	13,6	8,46	–16,1	–4,6
Июль	–	–	–	2	20,6	36,2	9,7	7,91	–14,4	–6,3
Август	–	–	38	26	9,6	29	6,4	8,88	–6,8	–5,0
Сентябрь	–	–	58	67	7,1	26,3	6,0	8,47	2,3	1,3
Октябрь	–	–	4	5	14,2	31,5	7,7	5,53	10,1	5,3
Ноябрь	–	–	–	–	27,2	36,8	9,6	7,19	11,7	5,7
Декабрь	–	–	–	–	37,6	42,9	9,6	10,8	11,1	5,5

ставляющая собой отношение стандартного отклонения к средней площади льдов (см. табл. 1), возрастает в летние месяцы и уменьшается в осенний период, достигая минимума зимой, затем вновь увеличивается в весенний период.

Наибольшая скорость увеличения площади льдов, рассчитанная по формуле $C_i = (L_{i+1} - L_{i-1})/2$, отмечается в октябре–декабре как для Гренландского, так и для Баренцева моря (10,3–13,0·10^3 км^2 и 5,5–6,0·10^3 км^2 в месяц соответственно). Наибольшая скорость сокращения площади льдов наблюдается в июне в Баренцевом море (18,0·10^3 км^2 в месяц) и в июле в Гренландском (7,7·10^3 км^2 в месяц). Причем как сокращение, так и увеличение площади льдов в Баренцевом море проявляется более интенсивно, чем в Гренландском, а скорость изменения площади льдов в 2–3 раза больше.

Несмотря на большую внутригодовую изменчивость площадей льдов, удается выделить классы (кластеры) подобных сезонных циклов. Для их классификации использовались два метода: метод Уорда и K-средних. В качестве критерия близости при использовании метода K-средних было выбрано Евклидово расстояние [19]. В результате как для Гренландского, так и для Баренцева морей были выделены 3 кластера, в которые вошли группы лет подобных сезонных циклов, представленные в табл. 2.

Годовые циклы каждого кластера были осреднены, и получены графики (рис. 3). В кластер К1 вошли годы с наибольшей площадью льдов как в зимний, так и в летний периоды. Кластер К2 объединил годы средней ледовитости, а в кластер К3 вошли годы с наименьшей ледовистостью Гренландского и Баренцева морей. Из анализа лет, вошедших в кластеры К1–К3 для обеих акваторий, следует, что подобие сезонных циклов на фоне малой и большой ледовитости сохраняется от одного сезона до 4 лет. Причем для Гренландского моря установленная закономерность справедлива

Таблица 2

Группы лет подобных сезонных циклов трех кластеров для Баренцева и Гренландского морей

Кластер	Баренцево море	Гренландское море
Кластер 1	1962–1963, 1965–1966, 1969, 1978–1979, 1980–1981	1950–1954,1965, 1967–1969
Кластер 2	1950–1953, 1956–1962, 1963–1965, 1966–1978, 1979–1980, 1981–1994, 1995–2000, 2001–2004, 2008–2009, 2010–2011	1955–1957, 1961, 1963–1964, 1966, 1970–1973, 1975, 1977–1982, 1986–1989, 1996–1998
Кластер 3	1953–1956, 1994–95, 2000–2001, 2004–2008, 2009–2010, 2011–2015	1958–1960, 1962, 1974, 1976, 1983–1985, 1990–1995, 1999– 2016

для всех выделенных кластеров, а для Баренцева моря закономерность справедлива для периодов малой ледовитости. На фоне средней ледовитости в Баренцевом море подобие циклов может сохраняться до 8–12 лет. Для группы лет 1-го и 2-го кластеров максимальное развитие площади льдов наступало асинхронно: в ГМ среднем в феврале, а в БМ в апреле. Минимальная площадь льдов в среднем для обеих акваторий наблюдалась в сентябре.

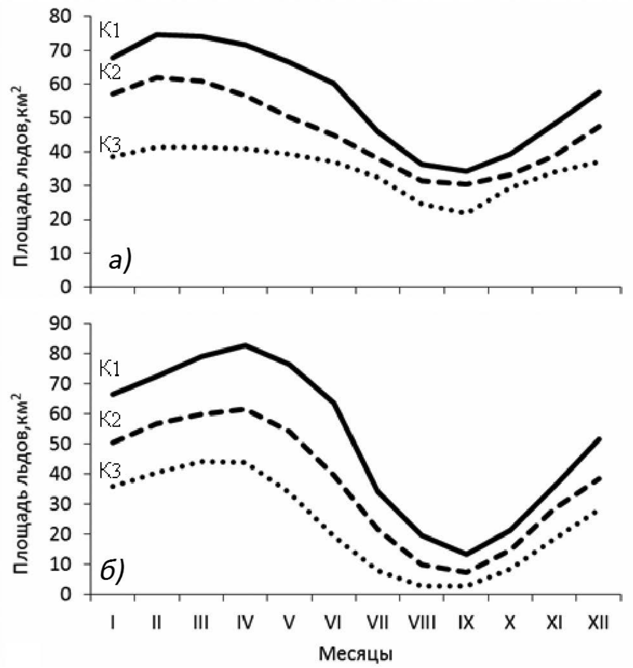

Рис. 3. Сезонные изменения площади льдов Гренландского (*а*) и Баренцева (*б*) морей, полученные осреднением месячных данных лет, входящих в кластеры К1–К3

Fig. 3. Seasonal changes in the area of ice of the Greenland (*а*) and Barents (*б*) Seas, obtained by averaging the monthly data of the years included in the K1–K3 clusters

До 1969 г. в Гренландском море и до 1980 г. в Баренцевом море сезонные циклы формировались на фоне большой и средней ледовитости. В период с 1969 г. до 1998 г. (ГМ) и с 1981 г. по 1994 г. (для БМ) сезонные циклы развивались на фоне средней ледовитости в обеих акваториях, а с 1999 г. в ГМ и с 1995 г. в БМ сезонные циклы протекали на фоне малой ледовитости моря. Очевидно, что наблюдается генеральное сходство выделенных периодов групп лет с некоторым запаздыванием для Баренцева моря относительно Гренландского.

Корреляционный анализ позволил установить влияние зимнего и летнего состояния ледяного покрова на площадь льдов в последующие месяцы. Результаты расчетов (табл. 3) показывают, что зима (февраль–март для Гренландского и апрель–май для Баренцева морей) имеет значимую связь (при уровне значимости 0,05) со всеми месяцами до конца текущего календарного и последующего года. В Гренландском море связь зимней ледовитости с последующими сезонами уменьшается до августа, после чего возрастает, достигая максимума R = 0,66 для ледовитости в декабре-январе (табл. 3). В Баренцевом море корреляционная связь несколько иная: связь ледовитости в апреле–мае вначале уменьшается до R = 0,25 для октября–ноября, а затем увеличивается до R = 0,58 для ледовитости в феврале–марте следующего года (табл. 3).

Статистическая связь летнего состояния ледяного покрова с ледовитостью последующих сезонов несколько отличается в ГМ и БМ. Значение коэффициента

Таблица 3

Коэффициенты корреляции *R* между изменениями площади льдов зимой* и летом и изменениями площади льдов в последующие пары месяцев текущего года, последующего года*** и следующего за ним года******

Пары месяцев	Коэффициенты корреляции			
	Гренландское море		Баренцево море	
	в феврале–марте	в августе–сентябре	в апреле–мае	в августе–сентябре
Февраль–март	1	–	–	–
Апрель–май	0,83±0,12	–	1	–
Июнь–июль	0,7±0,12	–	0,86	–
Август–сентябрь	0,52±0,12	1	0,58	1
Октябрь–ноябрь	0,54	0,73	0,25	0,55
Декабрь–январь	0,66	0,67	0,52	0,52
Февраль–март (+1 год)	0,59	0,57	0,58	0,46
Апрель–май (+1 год)	0,55	0,57	0,52	0,38
Июнь–июль (+1 год)	0,37	0,53	0,52	0,46
Август–сентябрь (+1 год)	0,42	0,54	0,50	0,63
Октябрь–ноябрь (+1 год)	0,54	0,51	0,37	0,45
Декабрь–январь (+1 год)	0,61	0,58	0,39	0,29
Февраль–март (+2 года)	0,45	0,55	0,29	0,28
Апрель–май (+2 года)	0,49	0,56	0,33	0,29
Июнь–июль (+2 года)	0,36	0,39	0,37	0,31
Август–сентябрь (+2 года)	–	–	0,28	0,28

Примечания. Для всех коэффициентов корреляции критерий Стьюдента равен ±0,21 при уровне значимости 0,05; * — февраль–март (Гренландское море) и апрель–май (Баренцево море); ** — август–сентябрь (Гренландское и Баренцево моря); *** — +1 год; **** — +2 года.

корреляции летней площади льдов (август–сентябрь) Гренландского моря с площадью льдов последующих месяцев уменьшается до июня–июля следующего года, затем несколько увеличивается до $R = 0{,}54$ в период август–сентябрь последующего года и после уменьшения достигает максимума $R = 0{,}58$ в декабре–январе последующего года (см. табл. 3). В Баренцевом море значение коэффициента корреляции летней площади льдов (август–сентябрь) с площадью льдов последующих месяцев уменьшается до апреля–мая следующего года, а затем достигает максимума $R = 0{,}63$ в августе–сентябре следующего года (см. табл. 3). Таким образом, летняя ледовитость морей сохраняет свое влияние на состояние ледяного покрова летом следующего года, причем влияние несколько больше, чем влияние зимы на лето.

Результат корреляционного анализа согласуется с результатами кластерного анализа. Как отмечалось выше, подобие внутригодовых циклов может сохраняться в среднем 2–3 года. В этом случае можно говорить о приемственности состояния ледяного покрова внутри годового цикла, когда предыстория состояния ледяного покрова, в определенной мере, определяет текущую фазу.

Установленная эмпирическая закономерность имеет важное значение для понимания процесса формирования ледового режима и может быть использована при построении статистических моделей диагноза и прогноза ледовитости морей.

ДОЛГОПЕРИОДНЫЕ КОЛЕБАНИЯ ЛЕДОВИТОСТИ

Характер декадных изменений ледовитости морей демонстрирует рис. 4, на котором приведены аномалии ледовитости морей относительно тренда за период 1930–2016 гг., осредненные за десятилетия для зимнего и летнего периодов.

Пики значительного уменьшения ледовитости приходятся на 1930–1950-е и 2000–2010-е гг., а период значительного увеличения ледовитости отмечается в 60–80-х гг. прошлого столетия и несколько меньшее увеличение — в 1990-е гг. Знак аномалий ледовитости в морях преимущественно совпадал. Но в зимний период в 1940-х и 1950-х годах и в летний период в 1940-х гг. знаки аномалий ледовитости были противоположными. Также зимой (апрель) в 1980-е гг. знаки аномалий ледовитости не совпадали (см. рис. 4). Из анализа следует, что преимущественная сопряженность декадных изменений ледовитости Гренландского и Баренцева морей эпизодически прерывается оппозиционными изменениями.

Чтобы определить роль гидрометеорологических факторов в формировании климатических стадий ледовитости, нами были построены гистограммы гидрометеорологических индексов, осредненных за периоды климатических стадий. Как видно из рис. 5, в период уменьшения ледовитости (2003–2015 гг.) индексы AMO (синий), AD (арктический диполь, серый) и PNA (красный) имеют большие положительные значения, незначительные величины индекса AO (зеленый) и глубокая отрицательная фаза NAO (желтый). Последнее приводит к усилению адвекции теплых атлантических вод, как в Баренцево, так и в Гренландское море. Притом наблюдается усиление субтропического максимума давления и углубление Исландского минимума, возникают зоны больших градиентов между этими атмосферными образованиями и, соответственно, увеличивается частота и сила ветров, несущих с Атлантики теплый и влажный воздух в Западную Арктику. Усиливается антициклоническая деятельность субтропического происхождения над Европой. При положительных фазах AD и PNA наблюдается понижение давления над Карским морем и морем Лаптевых и его повышение над Канадским архипелагом, а также ослабление зональной со-

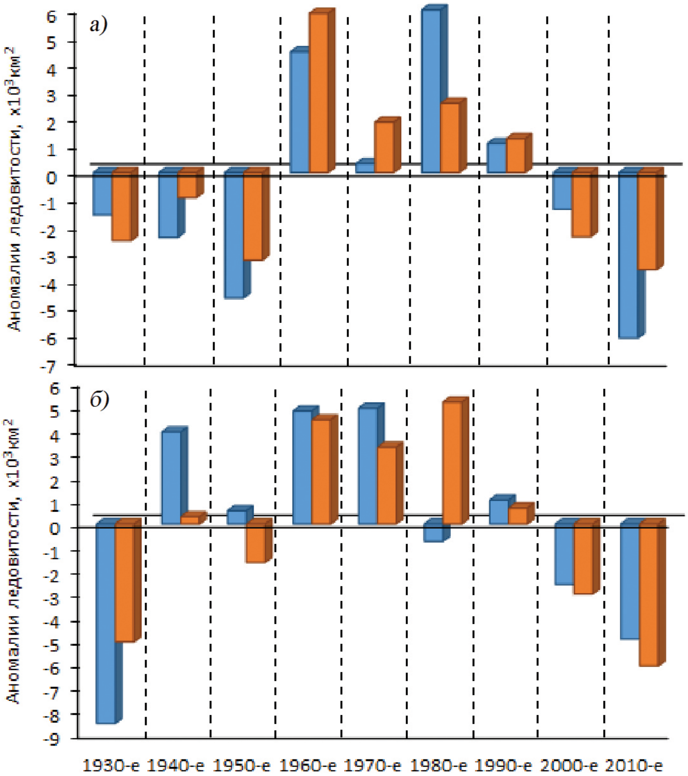

Рис. 4. Аномалии ледовитости Гренландского (*а*) и Баренцева (*б*) морей в апреле (синяя колонка) и августе (красная колонка) относительно тренда за период 1930–2016 гг., осредненные за десятилетия

Fig. 4. Anomalies of the ice cover of the Greenland (*а*) and Barents (*б*) Seas in April (blue column) and August (red column) relative to the trend for the period 1930–2016, averaged over 10 years

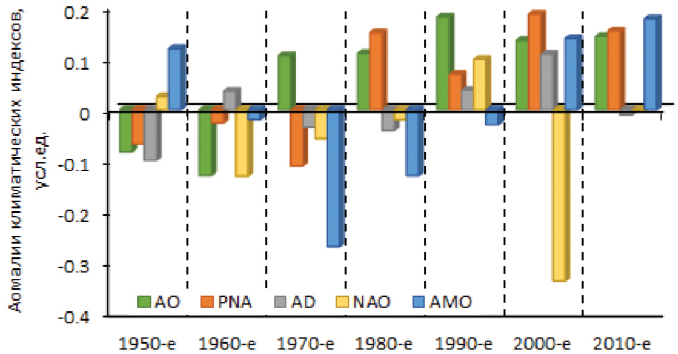

Рис. 5. Гистограмма осредненных за периоды величин глобальных климатических индексов AMO (синий), PNA (красный), AO (зеленый), AD (серый), NAO (желтый)

Fig. 5. The histogram of the averaged over the periods of the global climate indices AMO (blue), PNA (red), AO (green), AD (gray), NAO (yellow)

ставляющей и усиление меридионального переноса, учащение антициклонической деятельности. Увеличение продолжительности этих процессов приводит к значительному и длительному уменьшению ледовитости.

На периоды увеличения площади льдов (1950–1954, 1964–1969, 1976–1981 гг.) приходятся либо отрицательные, либо слабо положительные значения индекса АМО. Приток теплых атлантических вод в данные периоды был ослаблен. Глубокая отрицательная фаза индексов АО и AD создает области повышенного давления в районе Центральной Арктики, что препятствует проникновению теплого и влажного воздуха со стороны Северной Атлантики, несет холодные воздушные массы из северной части Тихоокеанского сектора и вызывает аномально холодные температуры воздуха, что приводит к резкому нарастанию льда. В исследованиях зарубежных авторов [22–24] также подчеркивается важность аномалий температуры воздуха в крупномасштабной атмосферной циркуляции и циклонической активности. Выявленные факторы являются очень важным аспектом в понимании формирования ледового режима Баренцева и Гренландского морей и возможности прогнозирования.

ЦИКЛИЧЕСКИЕ КОЛЕБАНИЯ ЛЕДОВИТОСТИ ГРЕНЛАНДСКОГО И БАРЕНЦЕВА МОРЕЙ

В работе [25] указывается, что межгодовые изменения площади льдов в арктических морях носят полициклический характер. Нами выполнен спектральный анализ зимней и летней ледовитости Гренландского и Баренцева морей за период 1930–2016 гг. При длине ряда 87 лет статистически значимые величины периодов находятся в пределах 2–22 года.

На рис. 6 приведены графики спектральной плотности в условных единицах как функции частоты колебаний (1/год) для обоих морей в летний (август) и зимний (апрель) сезоны. Для наглядности на пиках спектральной плотности цифрами указаны периоды цикличностей в годах. Циклические колебания в высокочастотной части спектра с периодами меньше 3 лет вызваны, по мнению авторов работы [25], влиянием атмосферной циркуляции и взаимодействия океана и атмосферы. Эта часть спектра Гренландского моря отличается от аналогичной части спектра Баренцева моря. Меняются спектры и от сезона к сезону, что можно объяснить сезонным ходом метеорологических процессов и внутригодовым изменением взаимодействия атмосферы и океана в присутствии ледяного покрова в данном регионе.

В низкочастотной части спектра колебаний в обоих морях выделяются циклические колебания 22, 9–11 и 6–7 лет. В Гренландском море спектральная плотность колебаний 22, 9–11 и 6–7 лет отличается от спектральной плотности этих колебаний в Баренцевом море. Но также низкочастотный спектр в Гренландском море в летний период значительно не похож на спектр зимнего сезона. Спектральная плотность отмеченных колебаний в Баренцевом море летом подобна таковой в зимний период. Однако, несмотря на указанные различия, можно предположить, что циклические колебания 22, 9–11 и 6–7 лет индуцируются некими общими для обоих морей глобальными причинами.

По мнению многих авторов (см. обзор в монографии [25]), долгопериодные колебания ледовитости зависят не только от гидрометеорологических процессов, но и от астрогеофизических факторов. В качестве аргумента приводится совпадение циклических колебаний ледовитости и циклических вариаций геофизических и астрономических индексов. Эта концепция нашла воплощение в обобщающей

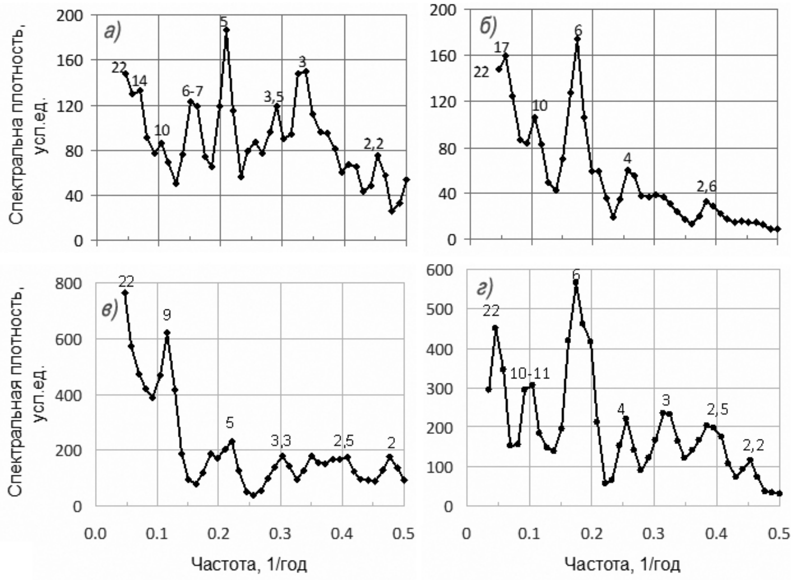

Рис. 6. Спектральные плотности колебаний ледовитости Гренландского (*а*, *в*) и Баренцева (*б*, *г*) морей за период 1930–2016 гг. в летний (август, *а* и *б*) и зимний (апрель, *в* и *г*) сезоны. Цифрами на графиках в точках указаны периоды циклических колебаний в годах.

Fig. 6. Spectral densities of fluctuations in the ice cover of the Greenland (*а*, *в*) and Barents (*б*, *г*) Seas for the period 1930–2016 in the summer (August, *а* and *б*) and winter (April, *в* and *г*) seasons. The numbers on the graphs in the points indicate the periods of cyclical fluctuations in years.

работе И.В. Максимова [26], где был предложен компонентно-гармонический метод расчета и прогноза ледовитости, учитывающий солнечно-обусловленный 11-летний цикл, 6–7-летний цикл колебания положения полюса Земли и 19-летний цикл, связанный с действием долгопериодного лунного деклинационного прилива в океане. Б.А. Слепцов-Шевлевич и А.М. Баяринов [27] акцентировали внимание на, возможно, недооцененной роли скорости вращения Земли в долгопериодных изменениях уровня океана и ледовитости морей. И.Е. Фролов и др. [25] полагают, что низкочастотные колебания многих гидрометеорологических характеристик, включая ледовитость морей, обусловлены циклическим 50–60 лет изменением расстояния между Землей и Солнцем вследствие диссимметрии солнечной системы. Поскольку суммарный поток солнечной радиации, достигающий поверхности Земли, обратно пропорционален квадрату расстояния до Солнца, то в результате эффекта диссимметрии формируется 50–60-летнее колебание притока суммарной солнечной радиации, отражающееся в изменениях состояния атмосферы и океана [28].

Нами был выполнен кросс-корреляционный анализ связи межгодовых изменений ледовитости и средних годовых значений следующих астрогеофизических параметров: долготная координата положения полюса Земли Y, индексы нутации оси Земли dEps и dPsi, индекс скорости вращения Земли lod (length of day), индекс солнечной активности Sun (среднегодовое число Вольфа), среднее за шесть месяцев расстояние от Солнца до Земли в летний $S_{X\text{-}III}$ и зимний $S_{X\text{-}III}$ периоды. Ледовитость и все переменные были сглажены трехлетним скользящим осреднением. Парные коэффициенты корреляции приведены в табл. 4, где в скобках указан также временной сдвиг в годах. Отрицательное значение временного сдвига означает, что астрогеофизический параметр опережает изменение ледовитости. На диаграммах кросс-корреляции пики значимых коэффициентов корреляции могут располагаться на нескольких временных лагах; в табл. 6 представлены значимые коэффициенты корреляции с временным лагом не более 5 лет. Коэффициенты корреляции ниже уровня значимости или равные нулю обозначены символом < *R*. В нижней строке табл. 4 приведены значимые периоды цикличности астрогеофизических индексов, которые близки к выделенным цикличностям 22, 9–11 и 6–7 в изменениях ледовитости Гренландского и Баренцева морей с учетом точности расчета периодов как минимум ±1 год.

Из оценок, приведенных в табл. 4, следует, что сопряженность колебаний ледовитости и движения полюса Земли Y, нутации оси вращения Земли dEps, расстояния от Солнца до Земли $S_{IV\text{-}IX}$ и $S_{X\text{-}III}$ достаточно высокая для обоих морей. Для сравнения в таблице приведены коэффициенты корреляции между ледовитостью и средней годовой температурой воздуха *T* (табл. 4). Как видим, корреляционная связь отмеченных астрогеофизических параметров с ледовитостью сравнима с коэффициентами корреляции между ледовитостью и температурой воздуха *T*.

Связь ледовитости и скорости вращения Земли одинаково проявляется в летний период (табл. 4) как в ГМ, так и в БМ, но отсутствует в зимний период. Причина этого состоит, вероятно, в механизме влияния скорости вращения Земли на долгопериодные изменения площади льдов, но сам механизм прямого или косвенного воздействия на динамику площади льдов в летний и зимний периоды пока неизвестен.

Связь ледовитости с индексом солнечной активности, представляемой числами Вольфа, оказалась отрицательной для зимних сезонов ГМ (табл. 4) и отутствует для летнего сезона. В БМ коэффициенты корреляции ледовитости с индексом солнечной активности оказались меньше уровня значимости.

Таблица 4

Парные значимые коэффициенты корреляции между ледовитостью Гренландского и Баренцева морей в апреле и августе и астрофизическими параметрами

Район, месяц	$T_{I\text{-}XII}$	Y	dEps	lod	Sun	$S_{IV\text{-}IX}$	$S_{X\text{-}III}$
ГМ_апр	–0,38(0) –0,41(–2)	–0,34(0) –0,45(–4)	+0,56(0) +,57(–1)	< *R*	–0,24(–2)	+0,40(0) +0,42(–5)	–0,46(–1) –0,48(–5)
ГМ_авг	–0,52(–1)	–0,35(–1) –0,41(–7)	+0,33(–2)	+0,37(0)	< *R*	+0,32(–4)	–0,25(0) –0,31(–4)
БМ_апр	–0,44(0) –0,47(–1)	–0,30(0) –0,36(–4)	+0,51(0)	< *R*	< *R*	+0,37(–1) +0,40(–5)	–0,42(–2) –0,46(–5)
БМ_авг	–0,42(–1) –0,44 (–2)	–0,35(–1) –0,38(–8)	+0,32(0)	+0,34(0)	< *R*	+0,27(–7)	–0,24(–2) –0,32(–7)
Цикличности предикторов, годы	7–8	6–7	17–20,11	17–20,14	11	4, 12	4, 12

Примечания. В скобках указан временной сдвиг (годы) между ледовитостью и астрофизическими параметрами. Символом < *R* обозначены коэффициенты корреляции ниже уровня значимости или равные нулю. В нижней строке таблицы приведены значимые периоды астрогеофизических индексов L_{GrIV}, L_{BarIV}, L_{GrVIII}, $L_{BarVIII}$. Для всех коэффициентов корреляции критерий Стьюдента равен ±0,21 при уровне значимости 0,05.

Таким образом, большие значимые коэффиценты корреляции между ледовитостью и астрогеофизическими факторами свидетельствуют о реальности существования реакции ледовитости на изменения астрофизических факторов. При этом реакция имеет различия в ГМ и БМ.

Выполненные расчеты дают основание полагать, что космогеофизические факторы играют важную роль в долгопериодной и климатической изменчивости ледовитости Гренландского и Баренцева морей. Однако остается открытым вопрос о механизме воздействия астрофизических процессов на долгопериодную динамику площади льдов: реализуется ли этот механизм непосредственным воздействием или опосредовано через цепочку причинно-следственных связей.

МНОЖЕСТВЕННАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ ДОЛГОПЕРИОДНЫХ ИЗМЕНЕНИЙ ЛЕДОВИТОСТИ ГМ И БМ СОВМЕСТНО С ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИМИ И АСТРОГЕОФИЗИЧЕСКИМИ ФАКТОРАМИ

Поскольку из множества проанализированных нами факторов, влияющих на ледовитость, нельзя выделить один доминирующий фактор и необходимо учитывать влияние нескольких факторов, то для получения уравнения связи с несколькими независимыми переменными используем множественную регрессию. С помощью многомерного статистического анализа был выполнен поиск связи ледовитости морей Гренландского L_{GrIV}, L_{GrVIII} и Баренцева L_{BarIV}, L_{BarVIII} для апреля и августа с гидрометеорологическими индексами и астрогеофизическими параметрами. В качестве переменных (предикторов) использовались: атмосферные индексы AO(k), $\mathrm{PNA}_{i-j}(k)$, $\mathrm{NAO}_{i-j}(k)$, $T_{i-j}(k)$, $\mathrm{AMO}_{i-j}(k)$, где i–j — месяцы периода осреднения и k — временной лаг в годах; а также среднегодовые астрогеофизические параметры, указанные в табл. 4. Укажем, что ряды ледовитости, гидрометеорологических индексов и астрогеофизических параметров были подвергнуты трехлетнему скользящему осреднению. Процедура осреднения позволила в определенной мере сгладить высокочастотную часть спектра колебаний ледовитости и метеорологических индексов.

Мультирегрессионный анализ из пакета программ СТАТИСТИКА путем перебора предикторов и выбора значимых и неколлинеарных факторов позволил получить следующие статистические уравнения связи.

Для зимнего сезона (апрель):

$$L_{\mathrm{GrIV}} = -4{,}847\cdot T_{\mathrm{I-XII}}(-1) - 0{,}905\cdot \mathrm{AMO}_{\mathrm{X-III}}(-4) - 5{,}029\cdot \mathrm{NAO}_{\mathrm{X-III}}(0) + 1542\cdot \mathbf{dEps}_{\mathbf{I-XII}}(-1) + 51{,}631, \tag{1}$$

$$L_{\mathrm{BarIV}} = -6{,}76\cdot T_{\mathrm{I-XII}}(-1) - 12{,}373\cdot \mathrm{AMO}_{\mathrm{I-XII}}(-5) - 4{,}71\cdot \mathrm{NAO}_{\mathrm{X-III}}(0) - 11{,}68\cdot \mathrm{AO}_{\mathrm{IV-IX}}(-1) + 931\cdot \mathbf{dEps}_{\mathbf{I-XII}}(-1) + 59{,}702. \tag{2}$$

Для летнего сезона (август):

$$L_{\mathrm{GrVIII}} = -3{,}87\cdot T_{\mathrm{I-XII}}(-1) - 0{,}51\cdot \mathrm{AMO}_{\mathrm{IV-IX}}(-3) - 3{,}73\cdot \mathrm{NAO}_{\mathrm{IV-IX}}(0) + 4{,}01\cdot \mathrm{AO}_{\mathrm{X-III}}(-1) + 798{,}6\cdot \mathbf{dEps}_{\mathbf{I-XII}}(0) + 2{,}75\cdot \mathbf{lod}_{\mathbf{I-XII}}(-1) + 25{,}20, \tag{3}$$

$$L_{\mathrm{BarVIII}} = -3{,}00\cdot T_{\mathrm{I-XII}}(-1) - 10{,}08\cdot \mathrm{AMO}_{\mathrm{I-XII}}(-5) - 3{,}36\cdot \mathrm{NAO}_{\mathrm{X-III}}(0) + 3{,}74\cdot \mathrm{NAO}_{\mathrm{IV-IX}}(-1) - 9{,}88\cdot \mathrm{AO}_{\mathrm{IV-IX}}(-1) + 367{,}6\cdot \mathbf{dEps}_{\mathbf{I-XII}}(0) - 20{,}34\cdot \mathbf{Y}_{\mathbf{I-XII}}(-1) + 16{,}00\cdot \mathbf{S}_{\mathbf{X-III}}(0) - 75{,}04. \tag{4}$$

В уравнениях (1) – (4) полужирным шрифтом выделены переменные, относящиеся к астрогеофизическим факторам. Достоверность полученных уравнений обычно оценивается статистической значимостью, p-level, которая представляет

Таблица 5

Оценки статистических характеристик переменных правой части уравнений (1) – (4)

Предиктор	Уровень значимости, *p*-level	Частный коэффициент корреляции *r*	Вклад, %
Зимний сезон (апрель)			
Ледовитость Гренландского моря в апреле, L_{GrIV}, общий коэффициент корреляции R = 0,87; R^2 = 0,76			
$T_{I–XII}(–1)$	0,003	–0,23	26/20
$AMO_{X–III}(–4)$	< 0,001	–0,28	
$NAO_{X–III}(0)$	0,001	–0,22	
$dEps_{I–XII}(0)$	< 0,001	0,71	74/56
Ледовитость Баренцева моря в апреле, L_{BarIV}, общий коэффициент корреляции R = 0,80; R^2 = 0,64			
$T_{I–XII}(–1)$	< 0,001	–0,36	51/33
$AMO_{I–XII}(–5)$	0,014	–0,20	
$NAO_{X–III}$	< 0,001	–0,24	
$AO_{IV–IX}(–1)$	0,018	–0,16	
$dEps_{I–XII}(0)$	< 0,001	0,49	49/31
Летний сезон (август)			
Ледовитость Гренландского моря в августе, L_{GrVIII}, общий коэффициент корреляции R = 0,84; R^2 = 0,70			
$T_{I–XII}(–1)$	0,001	–0,38	20/14
$AMO_{IV–IX}(–3)$	0,016	–0,18	
$NAO_{IV–IX}(0)$	0,002	–0,24	
$dEps_{I–XII}(0)$	< 0,001	0,55	80/56
$S_{X–III}(0)$	0,001	0,52	
$S_{IV–IX}(0)$	0,002	0,50	
$lod_{I–XII}(–1)$	<0,001	0,41	
Ледовитость Баренцева моря в августе, $L_{BarVIII}$, общий коэффициент корреляции R = 0,81; R^2 = 0,66			
$T_{I–XII}(–1)$	0,002	–0,31	41/27
$AMO_{I–XII}(–5)$	<0,001	–0,32	
$NAO_{X–III}(0)$	<0,001	–0,33	
$NAO_{IV–IX}(–1)$	<0,001	0,31	
$AO_{IV–IX}(–1)$	0,001	–0,27	
$dEps_{I–XII}(0)$	0,002	0,38	59/39
$S_{X–III}(0)$	<0,001	0,63	
$Y_{I–XII}(–1)$	<0,001	–0,49	

собой вероятность ошибки, участвующей в принятии результата как действительного. Обычно считается, что результаты достоверно отражают общую картину, если значение *p*-level меньше 0,05 (т.е. 5%). Результаты на уровне $p \leq 0{,}01$ обычно считаются статистически значимыми. По результатам расчетов в табл. 5 приведены статистические характеристики переменных правой части уравнений. Из оценок *p*-level видно, что все переменные, вошедшие в уравнения (1) – (4), статистически значимые и достоверно отражают характер связи ледовитости с предикторами. Другой важной характеристикой является частный коэффициент корреляции *r*, квадрат которого интерпретируется как доля дисперсии ледовитости, т.е. измеряет индивидуальный вклад переменной в объяснение ледовитости. В графе «Вклад в %» в числителе доля гидрометеорологических и геофизических факторов в общую дисперсию расчетной по уравнениям (1–4) ледовитости, а в знаменателе — вклад в общую дисперсию фактических изменений ледовитости.

Структура уравнений связи ледовитости с предикторами в зимний период для Гренландского моря (уравнение (1)) схожа с таковой для Баренцева моря (уравнение (2)). Долгопериодные колебания площади льдов в зимний период обоих морей связаны с обратным знаком с температурой воздуха $T_{\text{I-XII}}$, тепловым состоянием атлантических вод $\text{AMO}_{\text{X-III}}$ и $\text{AMO}_{\text{I-XII}}$, режимом атмосферной циркуляции, представляемым индексом $\text{NAO}_{\text{X-II}}$, а также с нутацией Земли, представленной параметром $\text{dEps}_{\text{I-XII}}$. Небольшое различие вносит присутствие метеорологического индекса Арктическое колебание, $\text{AO}_{\text{IV-IX}}$, в уравнении (2) для зимней ледовитости Баренцева моря.

При переходе к летнему сезону характер связи ледовитости с предикторами меняется значительно, число предикторов возрастает. Дополнительно к индексу нутации Земли dEps появляется связь с положением полюса Земли (координата долготы $\text{Y}_{\text{I–XII}}$) и расстоянием от Солнца до Земли в зимний $\text{S}_{\text{X-III}}$и летний $\text{S}_{\text{IV-IX}}$периоды, а также скоростью вращения Земли $\text{lod}_{\text{I-XII}}$ для L_{GrVIII}.

Поскольку квадрат частного коэффициента корреляции *r* измеряет индивидуальный вклад переменной в объяснение ледовитости, можно оценить вклад гидрометеорологических и астрогеофизических параметров в общую дисперсию долгопериодных колебаний ледовитости. Из графы «Вклад» табл. 5 следует, что в рамках полученных моделей (1), (3) в Гренландском море за весь климатический период 1931–2015 гг. доля вклада астрогеофизических факторов в долгопериодные изменения ледовитости как зимнего, так и летнего сезона превосходила вклад гидрометеорологических факторов в 3–4 раза.

В Баренцевом море вклад в общую дисперсию астрогеофизических факторов в зимний период несколько меньше вклада гидрометеорологических факторов, а в летний период превосходит его всего лишь в 1,4 раза. Этот результат еще раз демонстрирует существование различия формирования ледового режима в Гренландском и Баренцевом морях.

Многомерный подход к установлению связи долгопериодных колебаний ледовитости с гидрометеорологическими и астрогеофизическими предикторами и получение вероятностных моделей (1) – (4) открывает возможности использовать разработанный подход для получения статистических уравнений диагноза и прогноза.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

На основании архивных данных и новой информации о среднемесячных значениях ледовитости исследованы климатические изменения сезонных и межгодовых колебаний площади ледяного покрова и установлены общие черты и различия колебаний ледовитости морей Северо-Европейского бассейна.

Выделены 3 кластера внутригодовых циклов ледового режима Гренландского и Баренцева морей, объединившие годы с наибольшей площадью льдов как в зимний, так и в летний периоды, годы средней ледовитости и годы с наименьшей ледовистостью.

Корреляционный анализ подтвердил установленное ранее влияние зимнего и летнего состояния ледяного покрова на площадь льдов в последующие месяцы.

Показана сопряженность изменения средних десятилетних величин ледовитости морей в апреле и августе со средними декадными индексами атмосферной циркуляции AO, PNA, NAO и индексом теплового состояния Северной Атлантики AMO.

Выполнен анализ структуры циклических колебаний зимней и летней ледовитости в морях. В Гренландском море спектральная плотность колебаний 22, 9–11 и 6–7 лет отличается от спектральной плотности этих колебаний в Баренцевом море. В летний период в Гренландском море спектр в значительной степени отличается от такового в зимний сезон. Спектральная плотность колебаний в Баренцевом море летом подобна таковой в зимний период.

Установлена связь межгодовых изменений ледовитости и средних годовых значений таких астрогеофизических параметров, как долготная координата положения полюса Земли Y, индексы нутации оси Земли dEps и dPsi, индекс скорости вращения Земли lod (length of day), индекс солнечной активности Sun (среднегодовое число Вольфа), среднее за шесть месяцев расстояние от Солнца до Земли в летний $S_{X\text{-}III}$ и зимний $S_{X\text{-}III}$ периоды. Значимые парные коэффициенты корреляции достаточно большие (R = |0,30|–|0,56|) для обоих морей, сравнимые с коэффициентами корреляции между ледовитостью и средней годовой температурой воздуха T, свидетельствуют о реальности существования реакции ледовитости на изменения астрофизических факторов.

Впервые получены статистические уравнения связи долгопериодных колебаний ледовитости с гидрометеорологическими и астрогеофизическими факторами. Общий коэффициент корреляции варьирует в пределах R = 0,80–0,87. В Гренландском море доля вклада астрогеофизических факторов в долгопериодные изменения ледовитости как зимнего, так и летнего сезона превосходит вклад гидрометеорологических факторов в 3–4 раза. В Баренцевом море вклад в общую дисперсию астрогеофизических факторов в зимний период несколько меньше вклада гидрометеорологических факторов, а в летний период превосходит всего лишь в 1,4 раза.

Авторский подход к исследованию климатических изменений сезонных и долгопериодных колебаний ледовитости в Гренландском и Баренцевом морях может быть использован для анализа долгопериодных колебаний ледовитости других арктических морей. Использование физико-статистического подхода для получения прогностических уравнений долгопериодных и климатических изменений ледовитости требует дополнительных исследований и верификации с учетом региональных особенностей каждого моря.

Благодарности. Работа выполнена при финансовой поддержке Министерства образования и науки Российской Федерации (уникальный идентификатор проекта — RFMEFI61617X0076).

Acknowledgments. This work was funded by the Ministry of Education and Science of the Russian Federation (the unique identifier of the project —RFMEFI61617X0076).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Захаров В.Ф.* Льды Арктики и современные природные процессы. Л.: Гидрометеоиздат, 1976. 96 с.

2. *Зубакин Г.К.* Крупномасштабная изменчивость состояния ледяного покрова морей Северо-Европейского бассейна. Л.: Гидрометеоиздат, 1987. 160 с.

3. *Миронов Е.У.* Ледовые условия в Гренландском и Баренцевом морях и их долгосрочный прогноз. СПб.: ААНИИ, 2004. 319 с.

4. *Никифоров Е.Г., Шпайхер А.О.* Закономерности формирования крупномасштабных колебаний гидрологического режима Северного Ледовитого океана. Л.: Гидрометеоиздат, 1980. 269 с.

5. *Визе В.Ю.* Климат морей Советской Арктики. М.; Л.: Изд-во Главсевморпути, 1940. 124 с.

6. *Визе В.Ю.* Колебания солнечной активности и ледовитости полярных морей: Доклады юбилейной сессии Арктического института. Л.: Изд-во Главсевморпути, 1944. 7 с.

7. *Визе В.Ю.* Основы долгосрочных ледовых прогнозов. М.: Изд-во Главсевморпути, 1944. 273 с.

8. *Лебедев А.А.* Крупные аномалии ледовитости Северо-Европейского бассейна // Тр. ААНИИ. 1994. Т. 432. С. 63–83.

9. *Лебедев А.А., Уралов Н.С.* Прогнозирование ледовитости Гренландского моря в связи с особенностями теплового состояния Атлантического океана и атмосферной циркуляции // Проблемы Арктики и Антарктики. 1977. Вып. 50. С. 36–39.

10. *Лебедев А.А.* Особенности структуры и закономерности многолетней изменчивости ледовитости североатлантических морей // Тр. ААНИИ. 1985. Т. 396. С. 122–133.

11. *Трегубова М.В., Прокофьев О.М., Мухина А.В.* Многолетняя динамика ледовитости Гренландского моря в условиях современных климатических изменений // Символ науки. 2015. Вып. 5. С. 265–267.

12. *Матишов Г.Г., Дженюк С.Л., Денисов В.В., Жичкин А.П., Моисеев Д.В.* Учет вековой динамики климата Баренцева моря при планировании морской деятельности // Труды Кольского научного центра РАН. Серия «Океанология». 2013. Вып. 1 (14). С. 56–71.

13. *Жичкин А.П.* Динамика межгодовых и сезонных аномалий ледовитости Баренцева и Карского морей // Вестник Кольского научного центра РАН. 2015. Вып. 1 (20). С. 55–64.

14. *Крашенинникова С.Б., Крашенинникова М.А.* Причины и особенности долговременной изменчивости ледовитости Баренцева моря // Лед и Снег. 2019. Т. 59. № 1. С. 112–122.

15. *Тимохов Л.А., Вязигина Н.А., Миронов Е.У., Попов А.В*. Особенности сезонной и межгодовой изменчивости ледяного покрова Гренландского моря // Лед и Снег. 2018. Т. 58 (1). С. 127–134. doi.org/10.15356/2076-6734-2018-1-127-134.

16. Единая система информации об обстановке в Мировом океане. URL: http://www.aari.ru/projects/ECIMO/index.php (дата обращения 24.06.2019).

17. *Thompson D.W.J. , Wallace J.M.* The Arctic Oscillation signature in the wintertime geopotential height and temperature fields // Geophysical Research Letters. 1998. V. 25. № 9. P. 1297–1300. doi:10.1029/98GL00950.

18. *Janout M., AksenovY., Hölemann J., Rabe B., Schauer U., Polyakov I., Bacon S., Coward A., Karcher M., Lenn Y.D., Kassens H., Timokhov L.* Kara Sea freshwater transport through Vilkitsky Strait: Variability, forcing and further pathways toward the western Arctic Ocean from a model and observations // Geophysical Research Letters. 2016. V. 43 (1). P. 264–272. doi 10.1002/2015GL066565.

19. Теория вероятностей и математическая статистика. URL: http://statistica.ru/theory/ (дата обращения 24.06.2019).

20. Атлас Арктики. М.: ГУ Геодезии и картографии, 1985. 204 с.

21. *Dese C., Teng H.* Evolution of Arctic Sea ice concentration trends and the role of atmospheric circulation forcing, 1979–2007 // Geophysical Research Letters. 2008. V. 35. L02504. doi:10.1029/2007GL032023.

22. *Levitus S., Matishov G., Seidov D., Smolyar I.* Barents Sea multidecadal variability // Geophysical Research Letters. 2009. V. 36. L19604. doi:10.1029/2009GL039847.

23. *Sorteber A., Kvingedal B.* Atmospheric forcing on the Barents Sea winter ice cover. // Journal of Climate. 2006. V. 19. P. 4772–4784.

24. *Zhang X., Sorteber A., Zhang J., Gerdes R., Comiso J.C.* Recent radical shifts of atmospheric circulations and rapid changes in Arctic climate system // Geophysical Research Letters. 2008. V. 35. L22701. doi:10.1029/2008GL035607.

25. *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 Евразийского шельфа. СПб.: Наука, 2007. 135 с.

26. *Максимов И.В.* Геофизические силы и воды океана. Л.: Гидрометеоиздат, 1970. 447 с.

27. *Слепцов-Шевлевич Б.А., Баяринов А.М.* Солнечный ветер, вращение Земли и климат. СПб., 2002. 159 с.

28. *Медведев И.П., Куликов Е.А., Рабинович А.Б., Лапшин В.Б.* Чандлеровские биения и полюсный прилив в Северном и Балтийском морях // Гелиогеофизические исследования. 2018. Вып. 18. С. 9 –17.

REFERENCES

1. *Zakharov V.F. L'dy Arktiki i sovremennye prirodnye protsessy.* Arctic ice and modern natural processes. Leningrad: Gidrometeoizdat, 1976: 96 p. [In Russian].

2. *Zubakin G.K. Krupnomasshtabnaia izmenchivost' sostoianiia ledianogo pokrova morei Severo-Evropeiskogo basseina.* Large-scale variability of the state of the ice cover of the seas of the North European Basin. Leningrad: Gidrometeoizdat, 1987: 160 p. [In Russian].

3. *Mironov E.U. Ledovye usloviia v Grenlandskom i Barentsevom moriakh i ikh dolgosrochnyi prognoz.* Ice conditions in the Greenland and Barents Seas and their long-term forecast. St. Petersburg: AARI, 2004: 319 p. [In Russian].

4. *Nikiforov EG, Shpayher A.O. Zakonomernosti formirovaniia krupnomasshtabnykh kolebanii gidrologicheskogo rezhima Severnogo Ledovitogo okeana.* Patterns of formation of large-scale fluctuations of the hydrological regime of the Arctic Ocean. Leningrad: Gidrometeoizdat, 1980: 269 p. [In Russian].

5. *Wiese V.Yu. Klimat morei Sovetskoi Arktiki.* Climate of the Seas of the Soviet Arctic, Moscow; Leningrad: Glavsevmorput Publishing, 1940: 124 p. [In Russian].

6. *Wiese V.Yu. Kolebaniia solnechnoi aktivnosti i ledovitosti poliarnykh morei. Doklady iubileinoi sessii Arkticheskogo instituta.* Oscillations of solar activity and ice cover of polar seas. Reports of the jubilee session of the Arctic Institute, Leningrad: Glavsevmorput Publishing, 1944: 7 p. [In Russian].

7. *Wiese V.Yu. Osnovy dolgosrochnykh ledovykh prognozov.* Fundamentals of long-term ice forecasts, Moscow: Glavsevmorput Publishing, 1944: 274 p. [In Russian].

8. *Lebedev A.A.* Large-scale anomalies of the ice cover of the North European Basin. *Trudy Arkticheskogo i Antarkticheskogo nauchno-issledovatel'skogo instituta*. Proc. of AARI. 1994, 432: 63–83. [In Russian].

9. *Lebedev A.A., Uralov N.S.* Forecasting the ice coverness of the Greenland Sea due to the peculiarities of the thermal state of the Atlantic Ocean and atmospheric circulation. *Problemy Arktiki i Antarktiki.* Problems of Arctic and Antarctic. 1977, 50: 36–39. [In Russian].

10. *Lebedev A.A.* Features of the structure and regularities of the long-term variability of the ice cover of the North Atlantic seas. *Trudy Arkticheskogo i Antarkticheskogo nauchno-issledovatel'skogo instituta.* Proc. of AARI. 1985, 396: 122–133. [In Russian].

11. *Tregubova M.V., Prokofyev O.M., Mukhina A.V.* The long-term dynamics of the ice cover of the Greenland Sea in the context of current climate change. *Simvol nauki*. Symbol of Science. 2015, 5: 265–267. [In Russian].

12. *Matishov G.G., Dzhenyuk S.L., Denisov V.V., Zhichkin A.P., Moiseev D.V.* Taking into account the century-old climate dynamics of the Barents Sea when planning maritime activities. *Trudy Kol'skogo nauchnogo tsentra RAN. Seriia «Okeanologiia»*. Proceedings of the Kola Scientific Center of the Russian Academy of Sciences. Series "Oceanology". 2013, 1 (14): 56–71. [In Russian].

13. *Zhichkin A.P.* Dynamics of interannual and seasonal anomalies in the ice cover of the Barents and Kara seas. *Vestnik Kolskogo nauchnogo centra RAN*. Bulletin of the Kola Scientific Center of the Russian Academy of Sciences. 2015, 1 (20): 55–64. [In Russian].

14. *Krasheninnikova S.B., Krasheninnikova M.A.* Causes and features of the long-term variability of the ice cover of the Barents Sea. *Led i sneg.* Ice and Snow. 2019, 59, 1: 112–122. doi.org/10.15356/2076-6734-2019-1-112-122 [In Russian].

15. *Timokhov L.A., Vyazigina N.A., Mironov E.U., Popov A.V.* Seasonal and inter-annual variability of the ice cover in the Greenland Sea. *Led i sneg.* Ice and Snow. 2018, 58 (1): 127–134. https://doi.org/10.15356/2076-6734-2018-1-127-134 [In Russian].

16. Unified system of information about the situation in the oceans. Available at: http://www.aari.ru/projects/ECIMO/index.php (accessed 13.06.2019).

17. *Thompson D.W.J., Wallace J.M.* The Arctic Oscillation signature in the wintertime geopotential height and temperature fields. Geophysical Research Letters. 1998, 25, 9: 1297–1300. doi:10.1029/98GL00950.

18. *Janout M., AksenovY., Hölemann J., Rabe B., Schauer U., Polyakov I., Bacon S., Coward A., Karcher M., Lenn Y. D., Kassens H., Timokhov L.* Kara Sea freshwater transport through Vilkitsky Strait: Variability, forcing and further pathways toward the western Arctic Ocean from a model and observations. Geophysical Research Letters. 2016, 43(1): 264–272. doi 10.1002/2015GL066565.

19. *Teoriia veroiatnostei i matematicheskaia statistika.* Theory of Probability and Mathematical Statistics. Available at: http://statistica.ru/theory/ (accessed 13.06.2019).

20. *Atlas Arktiki.* Atlas of the Arctic. Moscow: Central Directorate for Geodesy and Cartography, 1985: 204 p. [In Russian].

21. *Dese C., Teng H.* Evolution of the Arctic Sea ice concentration trends, 1979–2007. Geophysical Research Letters. 2008, 35. L02504, doi: 10.1029 / 2007GL032023.

22. *Levitus S., Matishov G., Seidov D., Smolyar I.* Barents Sea multidecadal variability. Geophysical Research Letters. 2009, 36. L19604. doi:10.1029/2009GL039847.

23. *Sorteber. A., Kvingedal B.* Atmospheric for ice coverings. Journal of Climate, 2006. 19: 4772–4784.

24. *Zhang X., Sorteber A., Zhang J., Gerdes R., Comiso J.C.* Recent radical shifts of atmospheric circulations and rapid changes in Arctic climate system. Geophysical Research Letters. 2008, 35. L22701, doi: 10.1029 / 2008GL035607.

25. *Frolov I.E., Gudkovich Z.M., Karklin V.P., Kovalev E.G., Smolyanitsky V.M. Nauchnye issledovaniia v Arktike. T. 2. Klimaticheskie izmeneniia ledianogo pokrova Evraziiskogo shel'fa.* Scientific research in the Arctic. V. 2. Climatic changes in the ice cover of the Eurasian shelf. St. Petersburg: Science, 2007: 135 p. [In Russian].

26. *Maksimov I.V. Geofizicheskie sily i vody okeana.* Geophysical forces and ocean waters. Leningrad: Gidrometeoizdat, 1970: 447 p. [In Russian].

27. *Sleptsov-Shevlevich B.A., Bayarinov A.M. Solnechnyi veter, vrashchenie Zemli i klimat.* Solar wind, Earth's rotation and climate. St. Petersburg, 2002: 159 p. [In Russian].

28. *Medvedev I.P., Kulikov E.A., Rabinovich A.B., Lapshin V.B.* Chandler beats and polar tide in the North and Baltic seas. *Geliogeofizicheskie issledovaniia.* Heliogeophysical studies issue. 2018, 18: 9–17. [In Russian].

ГЛЯЦИОЛОГИЯ И КРИОЛОГИЯ

УДК 551.324.412 DOI: 10.30758/0555-2648-2019-65-2-169-185

СЕЗОННЫЕ ВАРИАЦИИ ТЕМПЕРАТУРЫ СНЕЖНОЙ ТОЛЩИ И ТЕПЛОПРОВОДНОСТЬ СНЕГА В РАЙОНЕ СТАНЦИИ ВОСТОК, АНТАРКТИДА

Ю.А. ШИБАЕВ[1], К.Б. ЧИХАЧЕВ[1], В.Я. ЛИПЕНКОВ[1], А.А. ЕКАЙКИН[1,2], Э. ЛЕФЕВР[3], Л. АРНО[3], Ж.-Р. ПЕТИ[3]*

[1] — ГНЦ РФ Арктический и антарктический НИИ, Санкт-Петербург, Россия

[2] — Санкт-Петербургский государственный университет, Институт наук о Земле, Санкт-Петербург, Россия

[3] — Институт наук об окружающей среде, г. Гренобль, Франция

[*]tchikhatchev@aari.ru

SEASONAL VARIATIONS OF SNOWPACK TEMPERATURE AND THERMAL CONDUCTIVITY OF SNOW IN THE VICINITY OF VOSTOK STATION, ANTARCTICA

Yu.A. SHIBAYEV[1], K.B. TCHIKHATCHEV[1], V.Ya. LIPENKOV[1], A.A. EKAYKIN[1,2], E. LEFEBVRE[3], L. ARNAUD[3], J.-R. PETIT[3]*

[1] — State Scientific Center of the Russian Federation Arctic and Antarctic Research Institute, St. Petersburg, Russia

[2] — Institute of Earth Sciences, Saint Petersburg State University, St. Petersburg, Russia

[3] — Institut des Géosciences de l'Environnement, Grenoble, France

[*]tchikhatchev@aari.ru

Received March, 27, 2019 *Accepted May, 21, 2019*

Keywords: Antarctica, heat-transfer model, numerical experiments, snow, snow metamorphism, temperature measurements, thermophysical properties.

Summary

The data on snow the temperature which was monitored to a depth of 10 m in the vicinity of Vostok Station by the TAUTO autonomous system in 2010–2017 are presented. By analyzing seasonal temperature variations at different depth with the aid of a heat-transfer model we have inferred a relationship between relative thermal conductivity of snow and its porosity at this site. The same approach was also applied to analyze similar data obtained at Dome Fuji station in 1995–1997. It

Citation: *Shibayev Yu.A., Tchikhatchev K.B., Lipenkov V.Ya., Ekaykin A.A., Lefebvre E., Arnaud L., Petit J.-R.* Seasonal variations of snowpack temperature and thermal conductivity of snow in the vicinity of Vostok station, Antarctica. *Problemy Arktiki i Antarktiki.* Arctic and Antarctic Research. 2019, 65, 2: 169–185. [In Russian]. doi: 10.30758/0555-2648-2019-65-2-169-185.

was found that the thermal conductivity of snow layers with identical density is noticeably lower at Dome Fuji than at Vostok, which point to a difference in structural characteristics of snow that determine its thermophysical properties. We demonstrate that the conduction is the dominant heat-transport mechanism which controls the temperature distribution in snow pack on the Antarctic plateau. The obtained parameters of the heat-transfer model can be used for reconstructing the past surface temperature variations from the long-term temperature measurements in the upper 100 m thick layer of the ice sheet.

Поступила 27 марта 2019 г. *Принята к печати 21 мая 2019 г.*

Ключевые слова: Антарктида, метаморфизм снега, модель теплопереноса, снег, температура, теплофизические свойства, численные эксперименты.

В работе впервые представлены результаты измерения температуры снежной толщи до глубины 10 м, выполненные в районе станции Восток автономной системой TAUTO в период с 2010 по 2017 г. Анализ сезонных вариаций температуры снега на различных глубинах с помощью модели теплопереноса позволил установить зависимость относительной теплопроводности снега от его пористости для этого района Антарктиды. Такой же анализ выполнен по аналогичным данным, полученным на станции Купол Фуджи в 1995–1997 гг. Установлено, что теплопроводность слоев снега, имеющих одинаковую плотность, заметно меньше на Куполе Фуджи, чем на станции Восток, что свидетельствует о различии структурных свойств снега, влияющих на его теплофизические свойства, в указанных пунктах. Показано, что кондуктивная теплопроводность является основным механизмом переноса тепла, определяющим распределение температуры в снежной толще на высокогорном антарктическом плато. Полученные параметры модели теплопереноса могут быть использованы при реконструкции изменений температуры поверхности антарктического ледникового покрова по данным многолетних измерений температуры верхнего 100-метрового слоя ледника.

ВВЕДЕНИЕ

Температурный профиль ледника является ценным источником информации о прошлых изменениях климата, дополняющим и уточняющим данные изотопного «палеотермометра» [1–3]. Формирование распределения температуры в верхней части ледниковой толщи во многом зависит от теплофизических свойств снега и фирна, которые быстро изменяются с глубиной вслед за эволюцией плотности и структурных характеристик, определяющих молекулярную теплопроводность ледяных отложений.

Исследованию теплофизических свойств снега посвящена обширная литература. Для определения эффективной теплопроводности снега используются различные методы и подходы, которые можно разделить на четыре группы: 1) анализ периодических вариаций температуры в снежной толще [4], 2) метод стационарного теплового потока [5], 3) «игольчато-пробный» метод нестационарного теплового потока [6], 4) получившее развитие в последние годы численное моделирование теплофизических характеристик снега с использованием трехмерных микротомографических изображений структуры изучаемых образцов [5, 7]. Методы 2–4 обычно предполагают проведение лабораторных исследований образцов, хотя «игольчато-пробный» метод применяется и в полевых условиях [8].

Изучение теплофизических свойств в лабораторных условиях требует сохранения структурных характеристик снега, присущих ему в условиях естественного залегания, что является весьма сложной, а порой неразрешимой задачей для образцов из верхних горизонтов снежной толщи в Центральной Антарктиде, где температура снега редко превышает –30 °С. В настоящей работе для изучения теплопроводности антарктического снега в районе станции Восток использовались данные мониторинга температуры снежной толщи автоматической системой TAUTO (Temperature AUTOmatic), которая была разработана и создана французскими инженерами из Лаборатории гляциологии и геофизики окружающей среды (ЛГГОС) (г. Гренобль).

В настоящее время системы TAUTO установлены и функционируют в Антарктиде на станциях Конкордия и Восток, а также в пункте S2, расположенном на полпути между этими станциями. Они предназначены для непрерывного (с дискретностью 1 час) автоматического мониторинга температуры верхнего 10-метрового слоя снега с целью получения данных о суточных и сезонных вариациях температуры. Получаемые данные необходимы для 1) изучения процессов тепло- и массопереноса в толще антарктического снега в условиях его естественного залегания, 2) исследования излучательной способности снежной поверхности в микроволновом диапазоне, используемом в дистанционных наблюдениях, 3) изучения роли солнечной радиации и вызываемых ею градиентов температуры в формировании структуры поверхностного снега, которая, в свою очередь, оказывает влияние на последующее уплотнение снега и фирна и захват атмосферного воздуха ледяной породой в ходе рекристаллизационного льдообразования.

Предварительный анализ данных, полученных системой TAUTO на станции Восток за первый год ее функционирования, выполнен в работе [9]. Авторы проанализировали суточные и недельные вариации температуры снега на соседних горизонтах и оценили по ним средние значения и временную изменчивость коэффициентов температуропроводности отдельных слоев снега до глубины 140 см.

В данной работе мы впервые представляем результаты измерений, выполненных автономной системой TAUTO за весь период ее работы на станции Восток с 2010 по 2017 г. Прошедшие предварительную обработку данные использованы для определения зависимости эффективной теплопроводности снега от его пористости путем анализа сезонных вариаций температуры, зарегистрированных TAUTO на различных горизонтах снежной толщи до глубины 10 м.

МЕТОДИКА И РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗМЕРЕНИЙ

Система TAUTO была установлена на станции Восток российскими и французскими специалистами в январе 2010 г. Место для ее установки было выбрано в 500 м к юго-западу от станции, в зоне естественного снежного покрова, не нарушенного хозяйственной деятельностью. Система включает:

– 15 платиновых терморезисторов, каждый из которых соединен по четырехжильной схеме с измерителем сопротивления;

– блок памяти, обеспечивающий хранение данных в течение 5–8 лет и возможность их копирования на компьютер в полевых условиях (в случае отказа системы спутниковой передачи данных);

– блок передачи данных на спутниковую систему Argos;

– блок синхронизации времени через спутниковую навигационную систему GPS;

– блок питания, состоящий из шести 12-вольтовых батарей, которые, подзаряжаясь в летнее время от солнечной батареи, способны обеспечить бесперебойную работу станции в течение 10 лет.

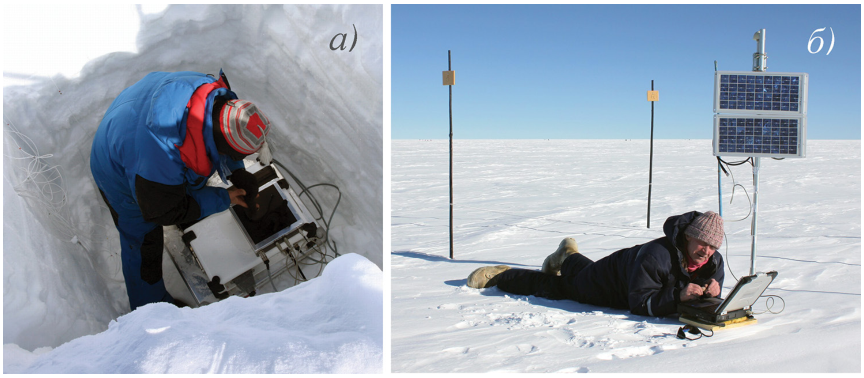

Рис. 1. Автономная система мониторинга температуры снежной толщи TAUTO: *а*) — установка датчиков температуры, электронных блоков и батареи питания в трехметровом шурфе в январе 2010 г.; *б*) — загрузка информации с накопителя данных станции на полевой компьютер в январе 2018 г. (на фотографии видны солнечная батарея станции и снегомерные вехи, по которым определялась аккумуляция снега над датчиками температуры)

Fig. 1. The TAUTO autonomous system for recording snow temperature: setting the sensors, electronic modules and battery in the 3 m deep snow pit in January 2010 (*a*), and downloading information from the TAUTO's data storage to a field computer in January 2018 (*b*) — a solar battery and stakes, used for measuring snow accumulation above temperature sensors, can also be seen in this photograph

Батареи и электронные блоки станции были размещены на дне шурфа глубиной 3 м (рис. 1*а*). 13 платиновых терморезисторов были внедрены на 15–20 см в рабочую стенку шурфа на глубинах 0, 5, 10, 15, 20, 30, 40, 50, 60, 80, 100, 140 и 200 см. Два платиновых терморезистора подвешены на веревочном шнуре на глубинах 5 и 10 м в расположенной рядом с шурфом скважине, пробуренной ручным буром. После установки датчиков шурф и скважина были аккуратно засыпаны снегом. Над снежной поверхностью оставлена только мачта с солнечной батареей, антенным блоком систем Argos и GPS и разъемом для подключения компьютера (рис. 1*б*). Вокруг шурфа были установлены четыре снегомерные вехи для мониторинга аккумуляции снега (скорости погружения датчиков) и две вехи, отмечающие положение рабочей стенки шурфа и устья скважины.

Тщательная калибровка терморезисторов TAUTO, выполненная в ЛГГОС, позволила обеспечить воспроизводимость измерения температуры разными датчиками порядка ±0,05 °C, при абсолютной погрешности каждого из них не более ±0,1 °C.

В течение первых полутора лет работы станции регистрация температуры снежной толщи и передача данных на спутник осуществлялись ежечасно. Полученные со спутниковой системы Argos данные еженедельно поступали через центр приема данных (г. Тулуза, Франция) в ЛГГОС, где они дешифрировались и затем передавались в ААНИИ. После выхода из строя системы передачи данных начиная с 2012 г. данные ежечасных измерений, накопленные станцией, стали сниматься вручную один раз в год, в конце летнего полевого сезона (рис. 1*б*). Последняя загрузка данных на полевой компьютер, выполненная в январе 2018 г., показала, что 28 августа 2017 г. станция вышла из строя и прекратила регистрацию измерений. После обсуждения возникших проблем с французскими коллегами было решено демонтировать станцию и вывезти блок памяти со станции Восток во Францию для ремонта.

За 7,5 лет непрерывной работы TAUTO, с февраля 2010 г. по август 2017 г. было выполнено 66000 сроков наблюдений, в каждый из которых на всех исследуемых горизонтах были произведены измерения температуры. Общее число измерений составило 990000, они позволили получить многолетний ряд наблюдений за суточным и сезонным ходом температуры снежной толщи в районе станции Восток. Вместе с тем предварительный анализ полученных рядов температуры показал, что некоторые результаты измерений явно ошибочны. Ошибочные результаты измерений встречаются на всех горизонтах и различаются как по величине ошибки, так и по времени. При этом времена возникновения ошибочных данных на различных горизонтах не совпадают между собой, что говорит о том, что, скорее всего, сбои происходили либо в момент измерения (обмена данными между измерительным модулем и датчиком), либо в момент записи данных в блок памяти. Указанные сбои в работе системы могли быть связаны с нестабильностью электронных модулей TAUTO при низких температурах либо с электромагнитными помехами от станции Восток. Абсолютные значения ошибок (разница между записанным значением и результатом интерполяции по соседним срокам) также различны и составляют от десятков градусов до 0,02 °C, при этом абсолютное отклонение, при котором срок можно отнести к ошибочным, уменьшается при переходе к более глубоким горизонтам. Для автоматической фильтрации данных и исключения всех сомнительных значений температуры нами был разработан и реализован следующий алгоритм.

Пусть T_i — измеренное значение температуры в момент времени i (дискретность 1 час). Для каждого момента времени вычислим величину v_i:

$$v_i = \max\left(v^*, \left|T_j - T_{j-10}\right|\right), \quad j = \max_{m=i-24,\, \exists T_m}^{-\infty} m, \qquad (1)$$

где v^* — константа для каждого горизонта, зависящая от глубины его залегания. Для каждого еще не исключенного значения T_i вычислим n_i — количество еще не исключенных значений в интервале $T_{i-5}, T_{i-4}, \ldots, T_{i+5}$ и $\bar{T}$ — их среднее арифметическое значение. Если $n_i < 5$, исключаем значение T_i и повторяем всю операцию, пересчитывая указанные величины. В противном случае используем величину l_i:

$$l_i = \left|\frac{T_i - \bar{T}}{v_i}\right|. \qquad (2)$$

Для всех еще не исключенных T_i находим то значение, для которого l_i имеет максимальное значение, и в случае если l_i больше l^* (l^* — константа для данного горизонта, зависящая от его глубины), исключаем T_i и повторяем процесс до тех пор, пока не достигнем ситуации, когда максимальное l_i будет меньше либо равно l^*.

В результате анализа работы алгоритма для различных значений констант v^* и l^* были установлены оптимальные значения, при которых максимальное количество действительно ошибочных точек исключается и минимальное количество точек неверно относится к сомнительным. Установленные значения составили для нижних горизонтов 0,003 и 3 соответственно, для верхних — 0,05 и 10.

Описанный выше алгоритм был использован для проверки данных, полученных на каждом горизонте измерений. Очищенные с помощью этого алгоритма временные ряды температуры снега показаны на рис. 2, на котором видно, что даже после исключения ошибочных значений в записях температуры, сделанных верхним датчиком

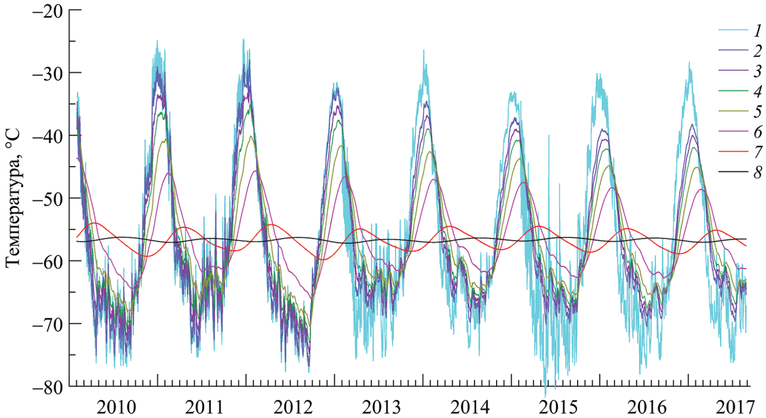

Рис. 2. Результаты измерений температуры снежной толщи станцией TAUTO в 2010–2017 гг. после технической обработки данных и исключения ошибочных значений (см. текст).

На рисунке представлены данные только 8 из 15 установленных датчиков (в порядке возрастания глубины): *1* — датчик СН13 (первоначальная глубина 0 м); *2* — СН2 (0,1 м); *3* — СН4 (0,3 м); *4* — СН6 (0,5 м); *5* — СН9 (1,0 м); *6* — СН14 (2,0 м); *7* — СН15 (5,0 м); *8* — СН16 (10,0 м). Глубина залегания датчиков увеличивалась со временем за счет непрерывной аккумуляции снега на поверхности ледника (см. рис. 4). С этим связано наблюдающееся на графиках уменьшения амплитуды вариаций температуры, особенно заметное для верхних датчиков

Fig. 2. Snow temperature recorded at different depths by the TAUTO system in 2010–2017 (digital data errors have been removed from the records as described in the text).

The data from 8 out of 15 temperature sensors set in the snow pack are displayed in increasing order of depth: *1* — sensor CH13 (initial depth 0 m); *2* — CH2 (0.1 m); *3* — CH4 (0.3 m); *4* — CH6 (0.5 m); *5* — CH9 (1.0 m); *6* — CH14 (2.0 m); *7* — CH15 (5.0 m); *8* — CH16 (10.0 m). The burial depth of each sensor increased with time due to continuing accumulation of snow at the ice-sheet surface (see fig. 4). The latter led to a decrease in amplitude of the snow temperature variation, especially prominent for the shallower sensors

СН13, остались подозрительные «выбросы». Ярким примером таких сомнительных участков записи датчика СН13 являются скачкообразные повышения температуры в июне и июле 2015 г. В июне повышение температуры поверхностного снега более чем на 30 °C произошло менее чем за трое суток, после чего наблюдался такой же быстрый возврат ее к более низкому уровню. Анализ материалов стандартных метеорологических наблюдений на станции Восток показал, что в этом и других подобных случаях зафиксированные датчиком изменения температуры снега хорошо согласуются с изменениями температуры воздуха на высоте 2 м, а также прослеживаются — с соответствующей задержкой по времени и уменьшенной амплитудой — в данных датчика второго по глубине горизонта наблюдений (СН10), который в этот период времени находился уже на глубине порядка 60 см (рис. 3). Таким образом, указанные аномалии не являются артефактами и отразили эффект адвекции теплого воздуха в район станции Восток в период антарктической зимы.

Аккумуляция снега на поверхности ледника приводит к увеличению глубины залегания датчиков. Для расчета текущей глубины датчиков использовались результаты ежегодных наблюдений за аккумуляцией снега по снегомерным рейкам, установленным на площадке TAUTO, а также экспериментальный профиль плотности снежной толщи до глубины 25 м, полученный по керну скважины VK16 (см. ниже). Определение приращения глубины датчиков производилось для каждого срока из-

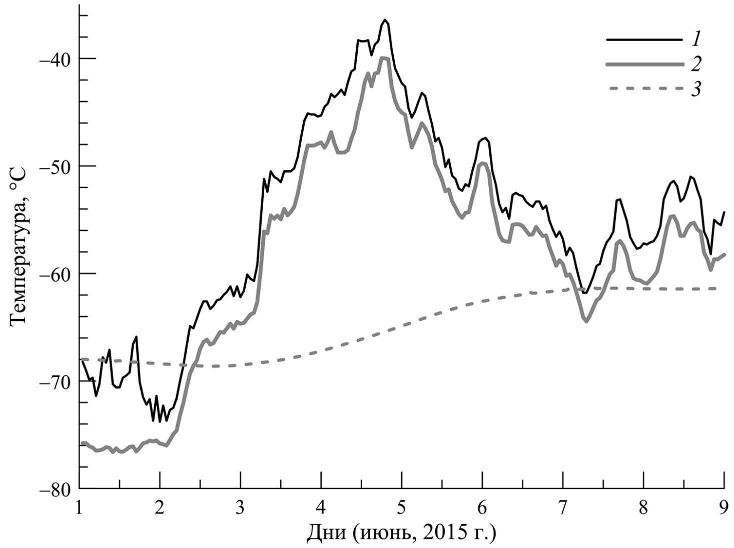

Рис. 3. Почасовые изменения температуры воздуха на высоте 2 м над поверхностью снега (*1*) и температуры поверхностного снега на глубинах 0,04 м (*2*) и 0,59 м (*3*) в районе станции Восток 1–9 июня 2015 г.

1 — данные автоматической метеостанции Milos 500 (фонды ААНИИ Росгидромета); *2*, *3* — данные датчиков CH13 и CH10 станции TAUTO (эта работа)

Fig. 3. Hourly variations in 2 m air temperature (*1*) and in the temperature of near-surface snow at depths of 0.04 m (*2*) and 0.59 m (*3*) at Vostok during 1–9 June 2015.

1 — data from AMS Milos 500 (archival fund of AARI Roshydromet); *2*, *3* — data from sensors CH13 and CH10 of the TAUTO system (this work)

мерения аккумуляции. Для этого использовалось равенство между суммой годовых аккумуляций снега на поверхности ледника и приростом массы ледяных отложений на единицу площади в интервале между глубиной первоначальной установки датчика и его глубиной в очередной срок наблюдений за аккумуляцией. Равенство решалось численно относительно приращения глубины. Результаты расчетов глубины для верхних 11 датчиков TAUTO представлены на рис. 4.

Все результаты измерений температуры снега станцией TAUTO в 2010–2017 гг., прошедшие техническую обработку, а также данные о глубине датчиков в различные сроки наблюдений вошли в «Базу данных мониторинга температуры снежной толщи на станции Восток» (номер государственной регистрации 2019620344), которая доступна по запросу в ААНИИ.

Меняющаяся во времени глубина датчиков затрудняет использование всего набора полученных данных (рис. 2) для оценки эффективного коэффициента теплопроводности снега в районе исследований. В связи с этим для последующего анализа были использованы ряды температуры, измеренные в 2014–2016 гг. одним или несколькими соседними датчиками на семи выбранных горизонтах снежной толщи, глубины которых в течение указанного трехлетнего периода менялись незначительно и в среднем составляли: 1) 0,13±0,13 м («поверхность», 1 датчик); 2) 0,64±0,08 м (3 датчика); 3) 1,03±0,06 м (3); 4) 1,91±0,13 м (1); 5) 2,51±0,12 м (1); 6) 5,48±0,11 м (1); 7) 10,43±0,10 м (1).

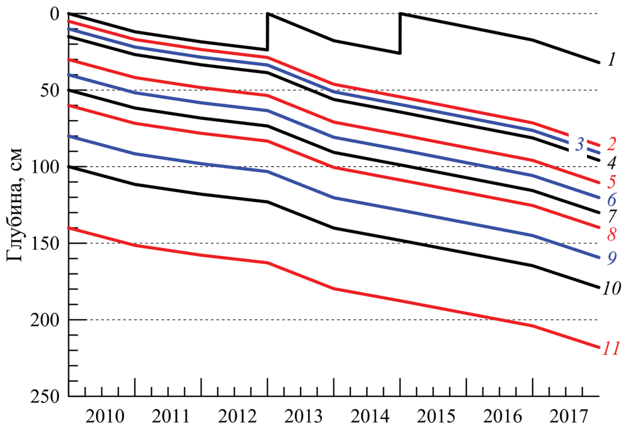

Рис. 4. Изменение глубины залегания верхних 11 датчиков станции TAUTO в период наблюдений с февраля 2010 по январь 2018 г.:

1 — датчик CH13 (первоначальная глубина 0 м); *2* — CH4 (0,05 м); *3* — CH3 (0,1 м); *4* — CH12 (0,15 м); *5* — CH4 (0,3 м); *6* — CH5 (0,4 м); *7* — CH6 (0,5 м); *8* — CH7 (0,6 м); *9* — CH8 (0,8 м); *10* — CH9 (1,0 м); *11* — CH11 (1,4 м). Поверхностный датчик CH13 дважды поднимался на поверхность — 1 февраля 2013 г. и 7 февраля 2015 г.

Fig. 4. Increase of burial depths of the 11 upper temperature sensors of TAUTO during the period of observation, from February 2010 to January 2018:

1 — sensor CH13 (initial depth 0 m); *2* — CH4 (0.05 m); *3* — CH3 (0.1 m); *4* — CH12 (0.15 m); *5* — CH4 (0.3 m); *6* — CH5 (0.4 m); *7* — CH6 (0.5 m); *8* — CH7 (0.6 m); *9* — CH8 (0.8 m); *10* — CH9 (1.0 m); *11* — CH11 (1.4 m). Note that the uppermost sensor (CH13) was moved to the snow surface twice, on 1 February 2013 and on 7 February 2015

АНАЛИЗ ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫХ ДАННЫХ

Для анализа экспериментальных данных использовались математическая модель и компьютерная система, разработанные А.Н. Саламатиным [10]. В основу модели положено уравнение переноса тепла в полупространстве снежно-фирновой толщи:

$$c_{pi}\rho_i(1-c)\left(\frac{\partial T}{\partial t}+\omega\frac{\partial T}{\partial h}\right)=\frac{\partial}{\partial h}\left[\lambda_i\Lambda\frac{\partial T}{\partial h}\right], \tag{3}$$

в котором h — глубина от поверхности ледника, t — время, T — температура, $\rho_i(T)$, $c_{pi}(T)$, $\lambda_i(T)$ — плотность, теплоемкость и теплопроводность чистого льда соответственно, $c(h)$ — пористость ледяной породы, ω — вертикальная скорость погружения ледяных частиц в леднике относительно его поверхности за счет прироста снежного покрова, Λ — относительная теплопроводность снега, зависящая от пористости и структуры снега [11]:

$$\Lambda(c)=\lambda/\lambda_i=a(1-c)/(a+c)\,, \tag{4}$$

где λ — теплопроводность снега, a — коэффициент, значение которого может варьировать в широких пределах и определяется особенностями структуры снега. Зависимость теплофизических свойств чистого льда от температуры задается, следуя работам [12, 13], линейными уравнениями

$$c_{pi}=c_{p0}\left[1+\alpha_c(T+30)\right] \tag{5}$$

и

$$\lambda_i = \lambda_0 \left[1 - \alpha_\lambda (T + 30)\right] \qquad (6)$$

со значениями констант: c_{p0} = 1,89 кДж (кг·°C)$^{-1}$; α_c = 0,0037±0,0003 °C^{-1}; λ_0 = 2,55 Вт (м·°C)$^{-1}$; α_λ = 0,0039·0,0005 °C^{-1}.

Изменение пористости (c) снежно-фирновой толщи по глубине h описывается экспоненциальным уравнением [14]:

$$c = c_s \exp(-\gamma h)\,, \qquad (7)$$

в котором c_s — пористость снега на поверхности ледника, γ — параметр, зависящий от скорости уплотнения снежной толщи.

Уравнение (3) с параметризацией, заданной соотношениями (4)–(7), решается компьютерной программой численно.

Значения параметров c_s и γ в уравнении (7) определялись методом наименьших квадратов по данным о пористости снега ($c = 1 - \rho/\rho_i$), полученным в результате измерения профиля плотности $\rho(h)$ снежной толщи до глубины 25 м по керну скважины VK16, пробуренной в районе станции Восток (рис. 5). Вместе с данными по Востоку на рис. 5 показаны аналогичные данные, полученные на японской станции Купол Фуджи [15], которые были использованы нами для анализа сезонных вариаций температуры снежной толщи в этом пункте Восточной Антарктиды.

Значение коэффициента a в уравнении (4), соответствующее структурным особенностям снега в пункте мониторинга температуры снежной толщи, оценивалось путем минимизации стандартного отклонения между модельными и экспериментальными значениями амплитуд сезонных вариаций температуры снега на различных глубинах по методике, описанной в работе [16].

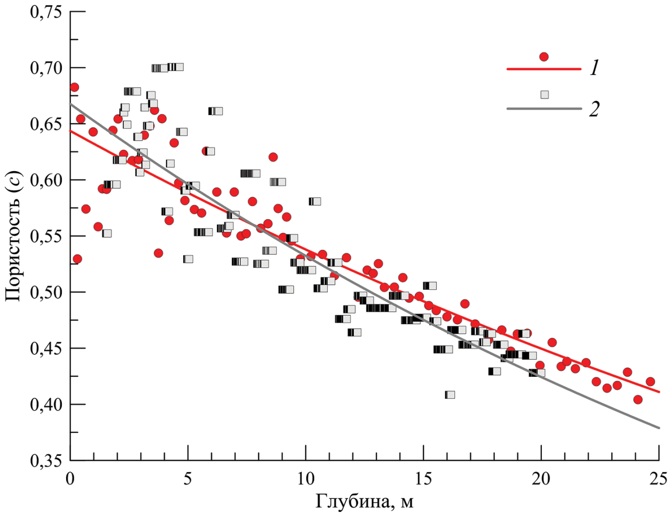

Рис. 5. Результаты измерения пористости снежно-фирновых отложений по глубине в районах станций Восток (эта работа) и Купол Фуджи [15] и аппроксимирующие их экспоненциальные регрессии:

1 — Восток (параметры уравнения (7): c_s = 0,64; γ = 0,018 м$^{-1}$); *2* — Купол Фуджи (c_s = 0,67; γ = 0,023 м$^{-1}$)

Fig. 5. Experimental porosity-vs.-depth profile at Vostok Station (this work) and Dome Fuji [15], and their approximations by exponential functions:

1 — Vostok (coefficients in equation (7): c_s = 0.64; γ = 0.018 m^{-1}); 2 — Dome Fuji (c_s = 0.67; γ = 0.023 m^{-1})

Сезонный ход температуры воздуха на высоте 2 м и температуры снега на поверхности ледника, $T_s(t)$, достаточно полно описывается первыми двумя гармониками ряда Фурье:

$$T_s(t) = \langle T_s \rangle + \Delta T(t), \quad \Delta T(t) = \sum_{k=1}^{2} \left[A_k \cos\left(\frac{2\pi}{t_P} kt\right) + B_k \sin\left(\frac{2\pi}{t_P} kt\right) \right], \qquad (8)$$

где $\langle T_s \rangle$ — средняя годовая температура, A_k и B_k — коэффициенты соответствующих гармоник (k = 1, 2), t_P — основной период вариаций (один год). Предварительное исследование имеющихся данных показало следующее: 1) несмотря на существенное различие среднегодовых значений температуры воздуха (–54,9 °С) и поверхности снега (–57,2 °С), коэффициенты A_k и B_k, полученные по двум экспериментально независимым рядам температуры, имеют весьма близкие значения; 2) сигнал второй гармоники вариаций поверхностной температуры затухает уже на первых метрах снежной толщи (рис. 6, горизонты 0,64 и 1,91 м). В связи с этим в дальнейших расчетах температурные колебания на поверхности ледника и на горизонтах измерений аппроксимировались первой гармоникой сезонного хода температуры воздуха.

В ходе численных экспериментов минимизировалось стандартное отклонение между модельными и экспериментальными значениями отклонений температуры снега на различных глубинах. Настроечными параметрами модели (3) – (7) являлись амплитуда температурных колебаний на поверхности ледника (коэффициенты первой гармоники) и параметр a, определяющий связь теплофизических свойств снега с его пористостью. Сравнение полученных нами наилучших теоретических приближений с данными о сезонном ходе температуры на 6 горизонтах снежной толщи в районе станции Восток приведено на рис. 6. Максимальное соответствие расчетных данных результатам наблюдений было достигнуто при a = 0,36±0,07 и амплитуде колебаний поверхностной температуры 17,4±0,03 °С. Расчетная амплитуда достаточно точно совпала с амплитудами первых гармоник сезонного хода температуры воздуха на высоте 2 м (17,7 °С) и температуры поверхности снега по данным верхнего датчика TAUTO на глубине 0,13 см (17,3 °С).

Описанная выше процедура подготовки и анализа данных была использована также для определения параметра a в районе японской антарктической станции Купол Фуджи. Измерения профиля температуры снежной толщи до глубины 10 м проводились здесь в 1995–1997 гг. с применением платиновых термометров сопротивления и даталоггера [17, 18]. Из имеющихся опубликованных данных для анализа были выбраны ряды температуры, полученные на горизонтах 0,01 м («поверхность»), 1,0, 2,0, 5,0 и 10 м, которые охватывают двухлетний период с февраля 1995 г. по февраль 1997 г. (измерения проводились два раза в сутки). Наилучшее согласование модельных и экспериментальных данных было получено при следующих входных параметрах моделирования: a = 0,25±0,05 и амплитуда колебаний поверхностной температуры 14,2±0,02 °С (амплитуда первой гармоники, аппроксимирующей ход поверхностной температуры воздуха –14,7 °С).

Установленные нами параметры уплотнения и теплопроводности снега, а также условия льдообразования на станциях Восток и Купол Фуджи приведены в таблице. Подставляя значения коэффициента a в уравнение (4), можно рассчитать зависимости относительной теплопроводности снега от его пористости в указанных пунктах. Как было отмечено в работе [16], использование описанного выше подхода, учитывающего только два механизма переноса тепла (кондукцию и вертикальное движение ледяных

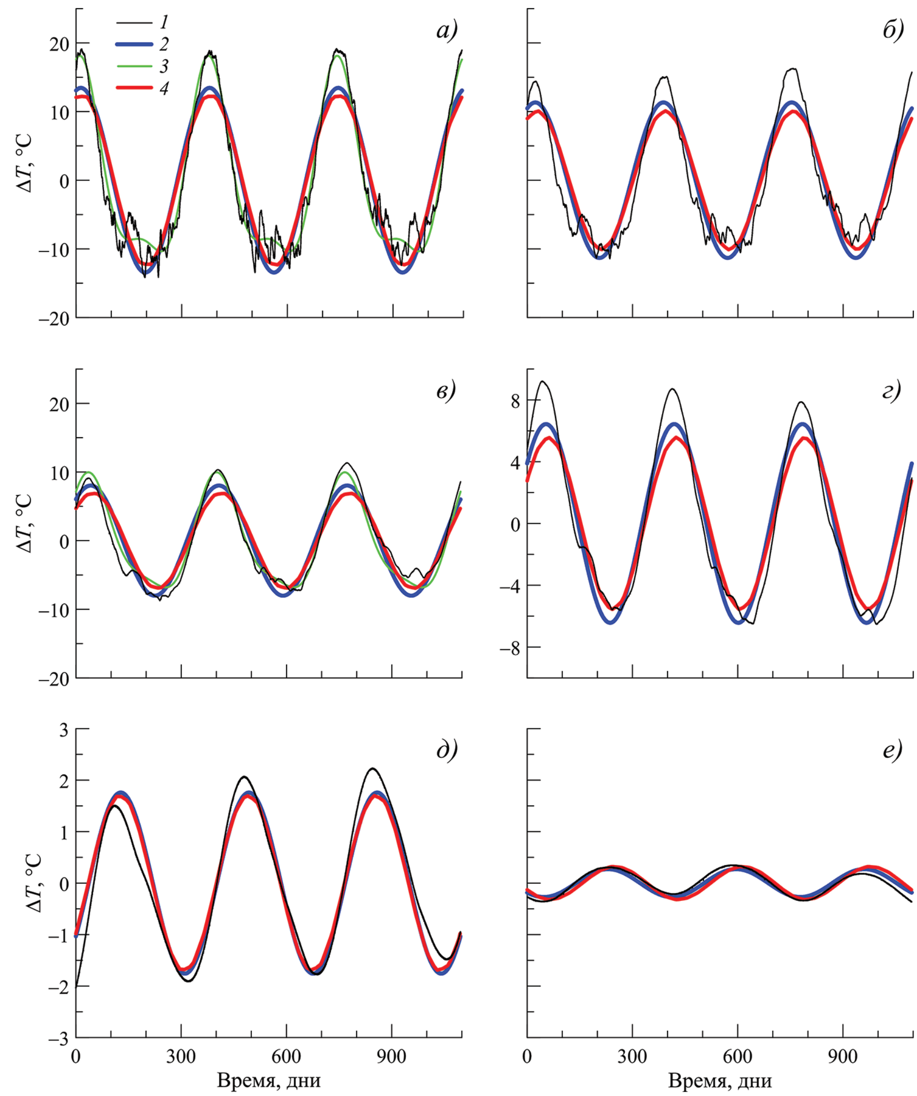

Рис. 6. Сравнение расчетных и экспериментальных данных о сезонных вариациях температуры (ΔT) на 6 горизонтах снежной толщи в районе станции Восток в 2014–2016 гг.: *а*) — 0,64 м; *б*) — 1,03 м; *в*) — 1,91 м; *г*) — 2,51 м; *д*) — 5,48 м; *е*) — 10,43 м.

1 — результаты измерений; *2* — первая гармоника экспериментального ряда ΔT; *3* — сумма первых двух гармоник экспериментального ряда ΔT (показана только для горизонтов 0,64 и 1,91 м); *4* — модельный ряд ΔT

Fig. 6. Comparison of modeled and experimental data on the seasonal temperature variations (ΔT) at six depths in the snow pack near Vostok in 2014–2016: *а*) — 0,64 m; *б*) — 1,03 m; *в*) — 1,91 m; *г*) — 2,51 m; *д*) — 5,48 m; *е*) — 10,43 m.

1 — recorded snow temperature; *2* — the first harmonic of the experimental ΔT time series; *3* — the sum of the first two harmonics of the experimental ΔT time series (only shown for depths 0.64 and 1.91 m); *4* — modeled ΔT time series частиц), означает искусственную привязку к поверхности ледника эффектов других теплофизических процессов в снежно-фирновой толще. За рамками модели оставлены внутренний разогрев снега проникающей коротковолновой радиацией, потери и выделения тепла в результате фазовых переходов внутри снежной толщи, передача тепла за счет диффузии водяного пара и конвекции воздуха в снегу. Это обстоятельство необходимо учитывать при обсуждении полученных нами данных о теплопроводности антарктического снега и сравнении их с результатами других авторов.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Перенос тепла в снегу, являющемся трехфазной системой (лед–воздух–водяной пар), осуществляется посредством трех основных механизмов: 1) теплопередачи (кондукции) через ледяные зерна и их контакты, 2) теплопередачи через заполняющий поры воздух и 3) переноса скрытого тепла за счет испарения-конденсации мигрирующего в порах снега водяного пара. Дополнительными механизмами теплопереноса являются радиационный нагрев и конвекция воздуха в снегу, однако их вклад в общую теплопроводность снега относительно невелик и ограничен верхними слоями снега [6, 19]. Более того, если речь идет о снежной толще в Центральной Антарктиде, где температура поверхностного снега редко поднимается выше –25 °C, то, согласно работе [20], передача тепла за счет диффузии водяного пара должна играть здесь второстепенную роль в общем теплопереносе. Следовательно, можно ожидать, что основным механизмом переноса тепла в снежной толще в холодных районах антарктического плато, где расположены станции Восток и Купол Фуджи, является молекулярная теплопроводность через ледяной скелет и поровое пространство снега. Мощность слоя, в котором могут проявляться другие механизмы и связанные с ними процессы, по разным оценкам не превышает 0,5–1,5 м [21]. Отметим также, что, благодаря низкому парциальному давлению водяного пара в поровом пространстве холодной снежной толщи, зависимость эффективной теплопроводности снега от температуры определяется главным образом температурными зависимостями теплопроводности чистого льда и воздуха, а для достаточно плотного снега — почти целиком зависимостью $\lambda_i(T)$ по уравнению (6), что подтверждается данными работы [7].

Таким образом, использованный нами подход к определению эффективной теплопроводности снега на высокогорном антарктическом плато вполне соответствует специфике преобладающих здесь условий метаморфизма снега. Рассчитанные по найденным значениям коэффициента a зависимости относительной (эффективной) теплопроводности снега от его пористости $\lambda/\lambda_i(c)$ неплохо согласуются с данными других исследователей, которые были получены разными методами на образцах снега различного происхождения (рис. 7). Вместе с тем значение a, установленное для станции Купол Фуджи, оказалось заметно меньше значения этого коэффициента на станции Восток, и, следовательно, теплопроводность слоев снега, имеющих одинаковую плотность, заметно меньше на Куполе Фуджи, чем на Востоке (см. рис. 7). Последнее может свидетельствовать о различии структурных свойств снега, влияющих на его теплофизические свойства, в указанных пунктах и, в частности, о меньшей относительной площади контактов ледяных зерен (отношение среднего радиуса контакта к среднему радиусу зерна [4]) на Куполе Фуджи. Важно отметить, что данные различия в структурных характеристиках снега обнаружены в пунктах с весьма схожими условиями льдообразования (таблица).

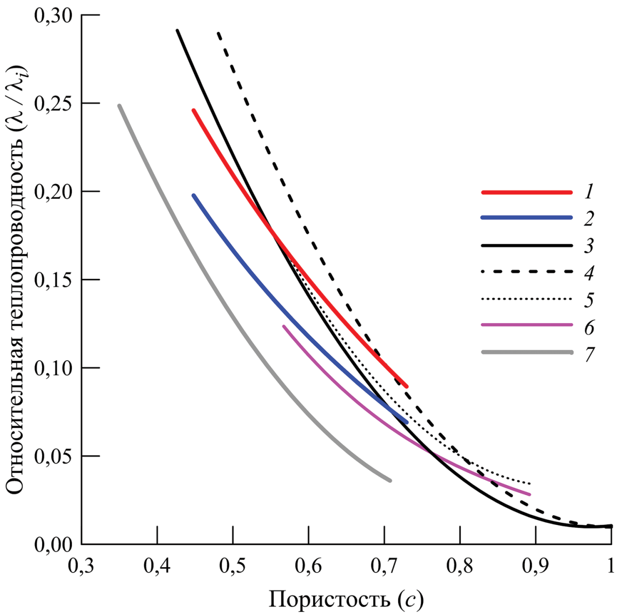

Рис. 7. Зависимости относительной теплопроводности снега от его пористости, установленные по результатам мониторинга сезонных вариаций температуры снежной толщи на стациях Восток (*1*) и Купол Фуджи (*2*), а также по данным работ [7] (*3*), [5] (*4*), [23] (*5*), [22] (*6*), [6] (*7*)

Fig. 7. Relative thermal conductivities vs. snow porosity. The data obtained from the analysis of the seasonal variations of snow temperature recorded at Vostok (*1*) and Dome Fuji (*2*) are compared with published data: [7] (*3*), [5] (*4*), [23] (*5*), [22] (*6*), [6] (*7*)

Как следует из рис. 7, полученные нами зависимости лежат между аналогичными сводными зависимостями А.В. Павлова (для чисто кондуктивной теплопроводности снега — см. рис. 7, кривая *6*) [22] и Н.И. Осокина с соавторами (кривая *5*) [23], которые были получены по большому числу эмпирических регрессий. Особый интерес представляет сравнение наших данных с результатами численного моделирования эффективного коэффициента теплопроводности на основе трехмерных микротомографических изображений структуры снега в образцах, отличающихся по

Таблица

Условия льдообразования и параметры уплотнения и теплопроводности снега на станциях Восток и Купол Фуджи

Параметр	Восток	Купол Фуджи
Средняя температура на глубине 10 м, °C	–56,6	–57,3
Аккумуляция снега, г·см$^{-2}$·год$^{-1}$	2,1	3,1
Пористость поверхностного снега, c_s	0,64	0,67
Показатель уплотнения, γ, м$^{-1}$	0,018	0,023
Амплитуда первой гармоники сезонных изменений эффективной температуры поверхности ледника, $(A_k^2 + B_k^2)^{0,5}$, °C	17,4	14,2
Безразмерный (структурный) коэффициент a в уравнении (4) относительной теплопроводности снега	0,36	0,25

своим структурным характеристикам [5, 7]. Этот метод в настоящее время признан наиболее точным для оценки чисто кондуктивной (через ледяной скелет и поры) теплопроводности снега, которая, по-видимому, и является основным механизмом переноса тепла глубже 1 м в снежной толще в Центральной Антарктиде. Он дает возможность количественно описывать (и параметризировать) структуру исследуемого образца снега, учитывать анизотропию его теплофизических свойств и рассчитывать эффективные коэффициенты теплопроводности в разных направлениях.

Зависимость $\lambda/\lambda_i(c)$, установленная для станции Восток (см. рис. 7, кривая *1*), наиболее близка к регрессионной кривой, аппроксимирующей результаты определения теплопроводности 30 образцов снега, с разной структурой и разной степенью анизотропности, методом численного моделирования (см. рис. 7, кривая *3*) [7]. В области более рыхлого снега «восточная» кривая пересекается с кривой $\lambda/\lambda_i(c)$, построенной по данным численного моделирования вертикальной теплопроводности резко анизотропных образцов глубинной изморози и снега, сложенного ограненными кристаллами (см. рис. 7, кривая *4*) [5]. Последнее может свидетельствовать о частой встречаемости указанных типов снега в верхней части снежной толщи на станции Восток, что подтверждается данными стратиграфических исследований многочисленных шурфов в районе станции.

Отметим, что кривая регрессии, аппроксимирующая результаты измерений теплопроводности снега «игольчато-пробным» методом (см. рис. 7, кривая *7*) [6], который был популярен среди исследователей до недавнего времени, показывает более низкие значения относительной теплопроводности снега по сравнению с остальными кривыми, приведенными на рис. 7. Н. Калонн с соавторами [7] объясняют расхождение между данными классических экспериментальных методов и результатами численного моделирования теплопроводности снега возможным влиянием структуры образца и условий эксперимента на степень проявления и сложного взаимодействия других, помимо кондукции, механизмов переноса тепла в ходе измерения.

Близость установленных нами зависимостей $\lambda/\lambda_i(c)$ к результатам численного моделирования кондуктивной теплопроводности снега является дополнительным подтверждением того, что такие процессы, как диффузионный перенос тепла водяным паром, радиационный нагрев и конвекция воздуха в снегу, не оказывают существенного влияния на формирование температурного профиля снежной толщи в верхнем 10-метровом слое ледника Центральной Антарктиды.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Анализ сезонных вариаций температуры снежной толщи на станциях Восток и Купол Фуджи позволил установить зависимости относительной (эффективной) теплопроводности снега от его пористости в этих районах Центральной Антарктиды. Достаточно хорошее согласование наших данных с результатами численного моделирования кондуктивной теплопроводности снега указывает на то, что она является основным механизмом переноса тепла, определяющим распределение температуры в снежной толще на высокогорном антарктическом плато.

Установлено, что теплопроводность слоев снега, имеющих одинаковую плотность, заметно меньше на Куполе Фуджи, чем на станции Востоке. Это может свидетельствовать о различии структурных свойств снега, влияющих на его теплофизические свойства, в указанных пунктах, характеризующихся в целом близкими климатическими условиями льдообразования. Данное предположение еще раз подчеркивает то, что именно структурные характеристики снега (в частности, относительная площадь контактов ледяных зерен) определяют его кондуктивную теплопроводность, а связь последней с плотностью (пористостью) снега обусловлена сложной зависимостью плотности от структуры слагающих снег ледяных агрегатов.

В работе впервые представлены результаты измерений температуры снежной толщи до глубины 10 м, выполненные в районе станции Восток автономной системой TAUTO в период с 2010 по 2017 г. Проведенное исследование — лишь первый шаг в использовании полученного уникального набора данных. Уточненные с его помощью параметры модели теплопереноса будут использованы при реконструкции межгодового хода эффективной температуры поверхности ледникового покрова по данным мониторинга температуры верхнего 100-метрового слоя ледника. В дальнейшем мы планируем также провести более детальные исследования временной (связанной с метаморфизмом снега) и пространственной (по глубине) изменчивости теплофизических характеристик снега на основе анализа суточных вариаций температуры в летние сезоны на верхних горизонтах снежной толщи, в слое, где возможны проявления других, помимо кондуктивного, механизмов теплопереноса.

Благодарности. Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований, грант 18–55–16002 НЦНИЛ_а. Исследование проводилось в рамках деятельности российско-французской Международной ассоциированной лаборатории (МАЛ) «Ледниковые архивы данных о климате и окружающей среде». Авторы благодарны Российской антарктической экспедиции и Французскому полярному институту за логистическую поддержку работ на станции Восток.

Acknowledgement. This work was financially supported by the Russian Fund for Basic Research, grant 18–55–16002 НЦНИЛ_а. The 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 the Russian Antarctic Expedition and French Polar Institute which provided logistic support for this work at Vostok Station.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Cuffey K.M., Alley R.B., Grootes P.M., Bolzan J.M., Anandakrishnan S.* Calibration of the $\delta^{18}O$ isotopic paleothermometer for central Greenland, using borehole temperatures // Journal of Glaciology. 1994. V. 40. № 135. P. 341–349.

2. *Johnsen S., Dahl-Jensen D., Dansgaard W., Gundestrup N.* Greenland palaeotemperatures derived from GRIP bore hole temperature and ice core isotope profiles // Tellus B: Chemical and Physical Meteorology. 1995. V. 47. № 5. P. 624–629. doi: 10.3402/tellusb.v47i5.16077.

3. *Salamatin A.N., Lipenkov V.Ya., Barkov N.I., Jouzel J., Petit J.R., Raynaud D*. Ice-core age dating and palaeothermometer calibration based on isotope and temperature profiles from deep boreholes at Vostok Station (East Antarctica) // Journal of Geophysical Research. 1998. V. 103. № D8. P. 8963–8977.

4. *Brandt R.E., Warren S.G*. Temperature measurements and heat transfer in near-surface snow at the South Pole // Journal of Glaciology. 1997. V. 43. № 144. P. 339–351.

5. *Riche F., Schneebeli M.* Thermal conductivity of snow measured by three independent methods and anisotropy considerations // The Cryosphere. 2013. V. 7. P. 217–227. doi:10.5194/tc–7–217–2013.

6. *Sturm M., Holmgren J., Konig M., Morris K*. The thermal conductivity of seasonal snow // Journal of Glaciology. 1997. V. 43. № 143. P. 26–41.

7. *Calonne N., Flin F., Morin S., Lesaffre B., Rolland du Roscoat S., Geindreau C*. Numerical and experimental investigations of the effective thermal conductivity of snow // Geophysical Research Letters. 2011. V. 38. P. L23501. doi:10.1029/2011GL049234.

8. *Morin S., Domine F., Arnaud L., Picard G*. In-situ monitoring of the time evolution of the effective thermal conductivity of snow // Cold Regions Science and Technology. 2010. V. 64. P. 73–80.

9. *Lefebvre E., Arnaud L., Ekaykin A.A., Lipenkov V.Ya., Picard G., Petit J.-R*. Snow temperature measurements at Vostok station from an autonomous recording system (TAUTO): preliminary results from the first year operation // Лед и Снег. 2012. № 4 (120). С. 138–145.

10. *Саламатин А.Н., Шираива Е., Муравьев Я.Д., Зиганшин М.Ф*. Теплоперенос в сезонном деятельном слое ледникового купола Горшкова на вершине вулкана Ушковского, Камчатка // Материалы гляциологических исследований. 2001. Вып. 90. С. 100–106.

11. *Salamatin A.N., Muravyev Y.D., Shiraiwa T., Matsuoka K*. Modeling Dynamics of Glaciers in Volcanic Craters // Journal of Glaciology. 2000. V. 46. № 153. P. 177–187.

12. *Hobbs P.V.* Ice Physics. Oxford: Clarendon Press, 1974. 804 p.

13. *Slack G.A*. Thermal conductivity of ice // Physical Review B. 1980. V. 22. № 6. P. 3065–3071.

14. *Salamatin A.N.* Paleoclimatic reconstructions based on borehole temperature measurements in ice sheets. Possibilities and limitations // Physics of Ice Core Records. Sapporo: Hokkaido University Press, 2000. P. 243–282.

15. *Hondoh T., Narita H., Hori A., Fujii M., Shoji H., Kameda T., Mae S., Fujita S., Ikeda T., Fukazawa H., Fukumura T., Azuma N., Wang Y., Kawada K., Watanabe O., Motoyama H.* Basic analyses of Dome Fuji deep ice core Part 2: Physical properties // Proc. NIPR Symp. Polar Meteorol. Glaciol. 1999. V. 13. P. 90–98.

16. *Липенков В.Я., Шибаев Ю.А., Саламатин А.Н., Екайкин А.А., Вострецов Р.Н., Преображенская А.В.* Современные климатические изменения, зарегистрированные в вариациях температуры верхнего 80-метрового слоя ледниковой толщи на станции Восток // Материалы гляциологических исследований. 2004. Вып. 97. С. 44–56.

17. JARE Data Reports № 223, Glaciology, 26. National Institute of Polar Research, 1997. P. 49–66.

18. JARE Data Reports № 234, Glaciology, 27. National Institute of Polar Research, 1998. P. 15–33.

19. *Красс М.С., Мерзликин В.Г.* Радиационная теплофизика снега и льда. Л.: Гидрометеоиздат, 1990. 264 с.

20. *Войтковский К.Ф., Голубев В.Н., Лаптева Н.И., Трошкина Е.С., Ушакова Л.А., Павлов А.В.* Массоперенос и метаморфизм в снежном покрове // Материалы гляциологических исследований. 1976. Вып. 25. С. 146–152.

21. *Van Ommen T.D., Morgan V.I., Jacka T.H., Woon S., Elcheikh A.* Near-surface temperatures in the Dome Summit South (Law Dom, East Antarctica) borehole // Annals of Glaciology. 1999. V. 29. P. 141–144.

22. *Павлов А.В.* Теплофизика ландшафтов / Отв. ред. П.И. Мельников. Новосибирск: Наука, 1979. 285 с.

23. *Осокин Н.И., Сосновский А.В., Чернов Р.А.* Коэффициент теплопроводности снега и его изменчивость // Криосфера Земли. 2017. Т. XXI. № 3. С. 60–68.

REFERENCES

1. *Cuffey K.M., Alley R.B., Grootes P.M., Bolzan J.M., Anandakrishnan S.* Calibration of the $\delta^{18}O$ isotopic paleothermometer for central Greenland, using borehole temperatures. Journal of Glaciology. 1994, 40, 135: 341–349.

2. *Johnsen S., Dahl-Jensen D., Dansgaard W., Gundestrup N*. Greenland palaeotemperatures derived from GRIP bore hole temperature and ice core isotope profiles. Tellus B: Chemical and Physical Meteorology. 1995, 47, 5: 624–629. doi: 10.3402/tellusb.v47i5.16077.

3. *Salamatin A.N., Lipenkov V.Ya., Barkov N.I., Jouzel J., Petit J.R., Raynaud D*. Ice-core age dating and palaeothermometer calibration based on isotope and temperature profiles from deep boreholes at Vostok Station (East Antarctica). Journal of Geophysical Research. 1998, 103, D8: 8963–8977.

4. *Brandt R.E., Warren S.G.* Temperature measurements and heat transfer in near-surface snow at the South Pole. Journal of Glaciology. 1997, 43, 144: 339–351.

5. *Riche F., Schneebeli M*. Thermal conductivity of snow measured by three independent methods and anisotropy considerations. The Cryosphere. 2013, 7: 217–227. doi:10.5194/tc–7–217–2013.

6. *Sturm M., Holmgren J., Konig M., Morris K*. The thermal conductivity of seasonal snow. Journal of Glaciology. 1997, 43, 143: 26–41.

7. *Calonne N., Flin F., Morin S., Lesaffre B., Rolland du Roscoat S., Geindreau C*. Numerical and experimental investigations of the effective thermal conductivity of snow. Geophysical Research Letters. 2011, 38: L23501. doi:10.1029/2011GL049234.

8. *Morin S., Domine F., Arnaud L., Picard G.* In-situ monitoring of the time evolution of the effective thermal conductivity of snow. Cold Regions Science and Technology. 2010, 64: 73–80.

9. *Lefebvre E., Arnaud L., Ekaykin A.A., Lipenkov V.Ya., Picard G., Petit J.-R*. Snow temperature measurements at Vostok station from an autonomous recording system (TAUTO): preliminary results from the first year operation. Led i Sneg. Ice and Snow. 2012, 4 (120): 138–145.

10. *Salamatin A.N., Shiraiwa E., Murav'ev Ya.D., Ziganshin M.F.* Heat transfer in seasonal active layer of Gorshkov Ice Cap, Ushkovskiy Volcano summit, Kamchatka. *Materialy gliatsiologicheskikh issledovanii*. Data of Glaciological Studies. 2001, 90: 100–106. [In Russian].

11. *Salamatin A.N., Muravyev Y.D., Shiraiwa T., Matsuoka K.* Modeling Dynamics of Glaciers in Volcanic Craters. Journal of Glaciology. 2000, 46, 153: 177–187.

12. *Hobbs P.V.* Ice Physics. Oxford: Clarendon Press, 1974: 804 p.

13. *Slack G.A.* Thermal conductivity of ice. Physical Review B. 1980, 22, 6: 3065–3071.

14. *Salamatin A.N.* Paleoclimatic reconstructions based on borehole temperature measurements in ice sheets. Possibilities and limitations. Physics of Ice Core Records. Sapporo: Hokkaido University Press, 2000: 243–282.

15. *Hondoh T., Narita H., Hori A., Fujii M., Shoji H., Kameda T., Mae S., Fujita S., Ikeda T., Fukazawa H., Fukumura T., Azuma N., Wang Y., Kawada K., Watanabe O., Motoyama H.* Basic analyses of Dome Fuji deep ice core Part 2: Physical properties. Proc. NIPR Symp. Polar Meteorol. Glaciol. 1999, 13: 90–98.

16. *Lipenkov V.Ya., Shibaev Yu.A., Salamatin A.N., Ekaykin A.A., Vostretsov R.N., Preobrazhenskaya A.V.* Current climate changes recorded in ice temperature variations in upper 80-m layer, Vostok station area. *Materialy gliatsiologicheskikh issledovanii*. Data of Glaciological Studies. 2004, 97: 44–56. [In Russian].

17. JARE Data Reports № 223, Glaciology, 26. National Institute of Polar Research, 1997: 49–66.

18. JARE Data Reports № 234, Glaciology, 27. National Institute of Polar Research, 1998: 15–33.

19. *Krass M.S., Merzlikin V.G*. Radiacionnaja teplofizika snega i l'da. Radiation thermophysics of snow and ice. Leningrad: Hydrometeoizdat, 1990: 264 p. [In Russian].

20. *Voytkovskiy K.F., Golubev V.N., Lapteva N.I., Troshkina E.S., Ushakova L.A., Pavlov A.V.* Mass transport and metamorphism in snow cover. *Materialy gliatsiologicheskikh issledovanii*. Data of Glaciological Studies. 1976, 25: 146–152. [In Russian].

21. *Van Ommen T.D., Morgan V.I., Jacka T.H., Woon S., Elcheikh A*. Near-surface temperatures in the Dome Summit South (Law Dom, East Antarctica) borehole. Annals of Glaciology. 1999, 29: 141–144.

22. *Pavlov A.V. Teplofizika landshaftov.* Thermal physics of landscapes. Novosibirsk: Nauka, 1979: 285 p. [In Russian].

23. *Osokin N.I., Sosnovskiy A.V., Chernov R.A.* Effective thermal conductivity of snow and its variations. *Kriosfera Zemli.* Earth's Cryosphere. 2017. XXI, 3: 60–68. [In Russian].

ГЕОМОРФОЛОГИЯ И ЭВОЛЮЦИОННАЯ ГЕОГРАФИЯ

УДК 551.89 DOI: 10.30758/0555-2648-2019-65-2-186-200

ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И НОВЕЙШАЯ ТЕКТОНИКА ДЕЛЬТЫ Р. ЛЕНЫ

Д.Ю. БОЛЬШИЯНОВ[1], А.О. АКСЕНОВ[1,2], А.С. МАКАРОВ[1,2], Е.И. ЛАЗАРЕВА[3], С.А. ПРАВКИН[1], А.А. ЧЕРЕЗОВА[3], М.Н. ГРИГОРЬЕВ[4]*

[1] — ГНЦ РФ Арктический и антарктический НИИ, Санкт-Петербург, Россия

[2] — Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Россия

[3] — ФГБУ «Всероссийский научно-исследовательский геологический институт имени А.П. Карпинского», Санкт-Петербург, Россия

[4] — Институт мерзлотоведения им. П.И. Мельникова СО РАН, Якутск, Россия

[*]aksenov2801@gmail.com

GEOMORPHOLOGICAL STRUCTURE AND NEOTECTONICS OF THE LENA DELTA

D.Y. BOLSHIYANOV[1], A.O. AKSENOV[1,2], A.S. MAKAROV[1,2], E.I. LAZAREVA[3], S.A. PRAVKIN[1], A.A. CHEREZOVA[3], M.N. GRIGORIEV[4]*

[1] — State Scientific Center of the Russian Federation Arctic and Antarctic Research Institute, St. Petersburg, Russia

[2] — Saint-Petersburg State University, Saint-Petersburg, Russia

[3] — A.P. Karpinsky Russian geological research institute, Saint-Petersburg, Russia

[4] — Melnikov Permafrost Institute SB RAS, Yakutsk, Russia

[*]aksenov2801@gmail.com

Received April, 29, 2019 *Accepted May, 31, 2019*

Keywords: geomorphology, Ice Complex, Lena Delta, neotectonics, sea-level fluctuations.

Summary

New data about geomorphological structure and neotectonic movements of the Lena Delta is presented. Thet are based on results of the Russian-German expeditions Lena-2013, Lena-2014, Lena-2015 and Lena-2018 and include geomorphological profiling with high quality satellite instruments and a number of radiocarbon dates on the Sobo-Sise, Kurungnakh, Jangylakh-Sis and Khardang-Sise islands. These islands consist of the Late Pleistocene Ice Complex (IC) remnants eroded by river and sea, and the first terrace of the Delta, which adjoins the remnants. The first terrace

Citation: *Bolshiyanov D.Y., AksenovA.O., Makarov A.S., Lazareva E.I., Pravkin S.A., Cherezova A.A., Grigoriev M.N.* Geomorphological structure and neotectonics of the Lena delta *Problemy Arktiki i Antarktiki*. Arctic and Antarctic Research. 2019, 65, 2: 186–200. [In Russian]. doi: 10.30758/0555-2648-2019-65-2-186-200.

started to form 8,000 years ago in the western part of the Delta and was finally formed in the last millennium in the eastern part of the Delta. From the previous works, it is known that the western part of the Delta is higher than the eastern part. In our work, we explain it by the eneven movements of the Earth's crust in this region. The aim of the paper is to study the quantitative characteristics of the tectonic movements in the Lena River Delta. For this purpose we present the geomorphological schemes and descriptions of the islands mentioned and compare the terraces heights in the different parts of the Delta. In the Late Pleistocene, according to the heights of the IC remnants, the western part of the Delta rose 1 mm per year faster than its eastern part. In the Holocene the speed difference increased to approximately 2 mm per year, which is shown by the terrace surface's altitude. The amplitude between the western and eastern parts of this surface is about 4 m. Finally, according to 60-years observation period of the water level in the Laptev Sea, the modern speed difference of the western and eastern parts movement in the Lena Delta is 2 mm per year. As a result, we can observe changes in the main flow direction in the Delta channels from the Olenekskaya branch at the beginning of Holocene to the Bykovskaya branch today.

Поступила 29 апреля 2019 г. *Принята к печати 31 мая 2019 г.*

Ключевые слова: геоморфология, дельта Лены, колебания уровня моря, ледовый комплекс, неотектоника.

В данной работе представлены данные, полученные в результате экспедиций «Лена», в ходе которых было проведено геоморфологическое профилирование и отбор образцов для радиоуглеродного датирования на островах Собо-Сисё, Курунгнах, Джангылах-Сис и Харданг-Сисё, являющихся останцами позднеплейстоценовых отложений ледового комплекса с примыкающей к ним голоценовой террасой. Представленные на основе этих материалов результаты позволяют нам уточнить направления и скорости движений земной коры в дельте. Для этого составлены геоморфологические схемы островов с последующим описанием. Также определены амплитуда, скорости и направленность позднеплейстоценовых, голоценовых и современных тектонических движений. Выявлен тектонический перекос дельты с запада на восток, выражающийся в разном высотном положении поверхностей ледового комплекса и первой террасы.Установлено, что начиная с 20000 лет назад разница в скоростях движений между западной и восточной и западной частей составляла приблизительно 1 мм/год. В современную эпоху (с 2000 лет до н.э.) скорости увеличились до 2 мм/год, что было выделено по разнице высот первой террасы дельты. Это также согласуется и с данными уровнемерных наблюдений.

ВВЕДЕНИЕ

Неравномерность тектонических движений в дельте р. Лены, проявляющаяся в разных скоростях подъема поверхности восточной и западной частей дельты, отмечалась ранее [1]. В обобщающей работе по происхождению дельты [2] по разрезам четвертичных отложений приведены данные непосредственных наблюдений за перекосом земной поверхности в дельте и количественно охарактеризован процесс перераспределения современного стока воды в восточные и юго-восточные протоки дельты в результате новейших тектонических движений. В данной работе на основании значительно более точного геоморфологического профилирования с помощью спутникового геодезического оборудования, а также датирования первой террасы определены порядки скоростей неотектонических и современных движений земной коры в районе дельты р. Лены.

Одна из интереснейших особенностей дельты р. Лены — поворот ее основного течения практически вспять при выходе из долины («ленской трубы»), стесненной горными сооружениями. Быковская протока течет на юго-восток, тогда как до разветвления у о. Столб направление течения реки Лены — северо-западное. Уже по одному этому признаку понятно, что в дельте реки имеет место перекос земной поверхности, заставляющий столь крупный поток отклоняться в противоположном генеральному стоку направлении. Другая особенность дельты — это наличие останцов более древних поверхностей, которые к собственно дельте не имеют отношения. Это останцы ледового комплекса пород и отдельный остров Арга-Муора-Сисё в северо-западной части дельты, представляющий собой останец аллювиально-морской равнины, поднятый тектоническими движениями выше уровня моря. Останцы ледового комплекса пород давно привлекают внимание исследователей, в частности, разновысотностью в западной и восточной частях дельты. В первой основательной работе о геоморфологическом строении дельты [1] делается вывод о том, что западная часть дельты приподнята относительно восточной. В недавней работе [2], посвященной происхождению и развитию дельты Лены, описаны наблюдения за постепенными изменениями положения контакта между породами ледового комплекса и подстилающими их песками в южной части о. Курунгнах. Это интерпретировано как результат тектонического перекоса. При рассмотрении

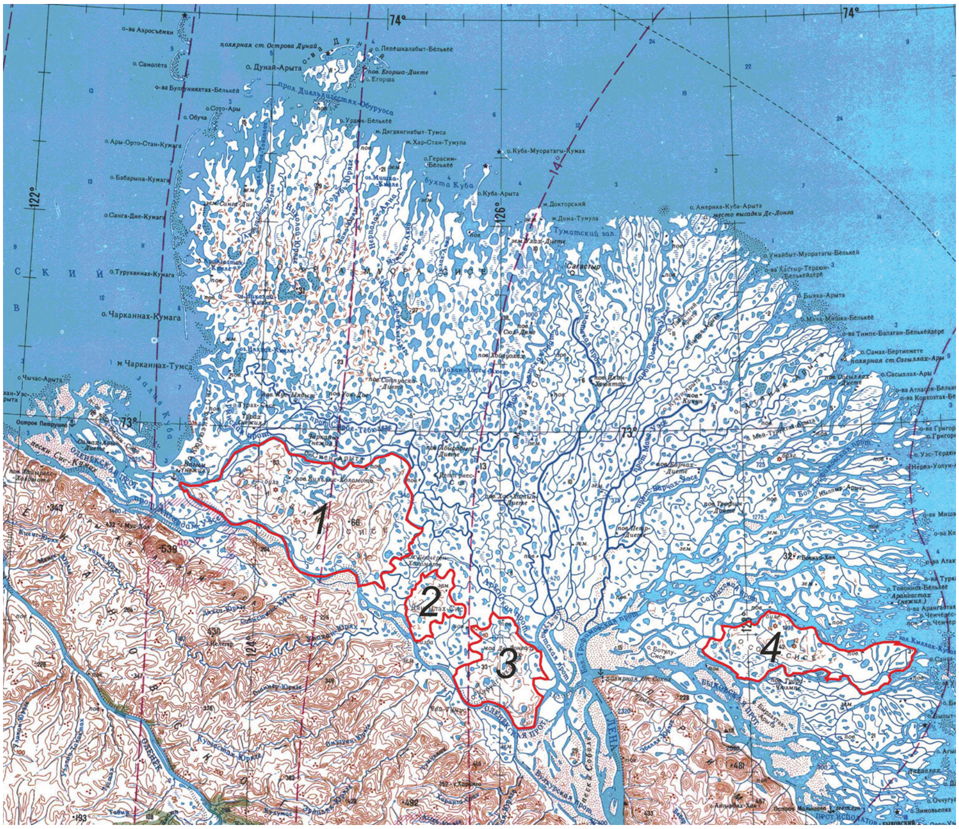

Рис. 1. Фрагмент топографической карты листа S-51,52 масштаба 1:1000000.
1 — остров Харданг-Сисё*, 2* — остров Джангылах-Сисё*, 3* — остров Курунгнах*, 4* — остров Собо-Сисё

Fig. 1. The fragment of the topographical map S-51,52, scale — 1:1000000.
1 — Khardang-Sise island, 2 — Jangylakh-Sis island, 3 — Kurungnakh island, 4 — Sobo-Sise island

количественных характеристик стока по протокам дельты стало очевидно продолжающееся перераспределение стока воды и наносов в юго-восточном направлении. Строение первой аллювиально-морской террасы дельты показало, что при значительных колебаниях уровня моря в голоцене сток реки мигрировал от северо-западного направления (Оленёкская протока) около 8000 лет назад через центральные протоки к юго-востоку. И это разворачивающееся к юго-востоку смещение основного стока реки происходило не только благодаря постоянному перекосу земной поверхности, но и из-за того, что еще в позднем голоцене река не могла стекать на юго-восток из-за перегораживающего влияния барьера останцов ледового комплекса, который разрушился лишь в самом конце голоцена около 1500 лет назад, когда и образовалась Быковская протока [2].

Задачами дальнейшего изучения геоморфологического строения дельты после понимания основных закономерностей развития дельты стали конкретизация и уточнение того, какие именно порядки скоростей движения земной коры имеют место в дельте Лены.

С этой целью в течение трех полевых сезонов в дельте изучались останцы ледового комплекса пород и прислоняющихся к ним массивов первой террасы по островам: Собо-Сисё, Курунгнах, Джангылах-Сисё, Харданг-Сисё (рис. 1).

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДИКА

Фактический материал для данного исследования был получен в ходе ряда российско-германских экспедиций «Лена», организованных ААНИИ, Институтом полярных и морских исследований имени Альфреда Вегенера (Германия) и Институтом мерзлотоведения (г. Якутск). В экспедиции «Лена-2013» проведены полевые работы на острове Курунгнах, включавшие в себя: геодезическое профилирование, описание разрезов четвертичных отложений и рельефа. В экспедиции «Лена-2014» проведены такие же работы на о. Собо-Сисё, в 2015 г. — на островах Харданг-Сисё и Джангылах-Сис. В экспедиции «Лена-2018» снова отобраны образцы и проведены геоморфологические наблюдения на о. Собо-Сисё. Для геодезического профилирования использовались электронный тахеометр ZeissElta C30 фирмы SMI с точностью 3″ и максимальным расстоянием 2500 м и GNSS приемник Leica GS10 с точностью определения высот до 25 см. Нивелировки выполнялись от уровня воды в протоках. Так как значения уровня воды в протоках дельты постоянно меняются, все нивелировки приведены к уровню водомерного поста полярной станции им. Ю.М. Хабарова (о. Столб) в дни построения профилей. Для каждой нивелировки вычислено превышение относительно отметки уровня в 317 см (уровень, наблюдаемый 10.08.2014, 17.08.2015 и 18.08.2015), после чего в профили введены поправки к нивелировкам, графические построения по которым оказались приведенными к уровню «317 см» над нулем водомерного поста полярной станции им. Хабарова (рис. 2). Также во время нивелирований устанавливались временные водомерные рейки, по которым отмечался ход уровня в протоках. В Оленёкской протоке ход уровня воды весьма изменчив в результате действия приливно-отливных и сгонно-нагонных явлений, которые в восточных протоках существенно меньше влияют на ход уровня воды. Чтобы выявить роль этих явлений, были проведены уровенные наблюдения на о. Харданг-Сисё в период с 13 по 22 августа 2015 г. За этот период отметка уровня в Оленёкской протоке у о. Харданг изменялась в пределах ±18 см от нуля рейки. Поэтому приблизительная точность измерений высот террас относи-

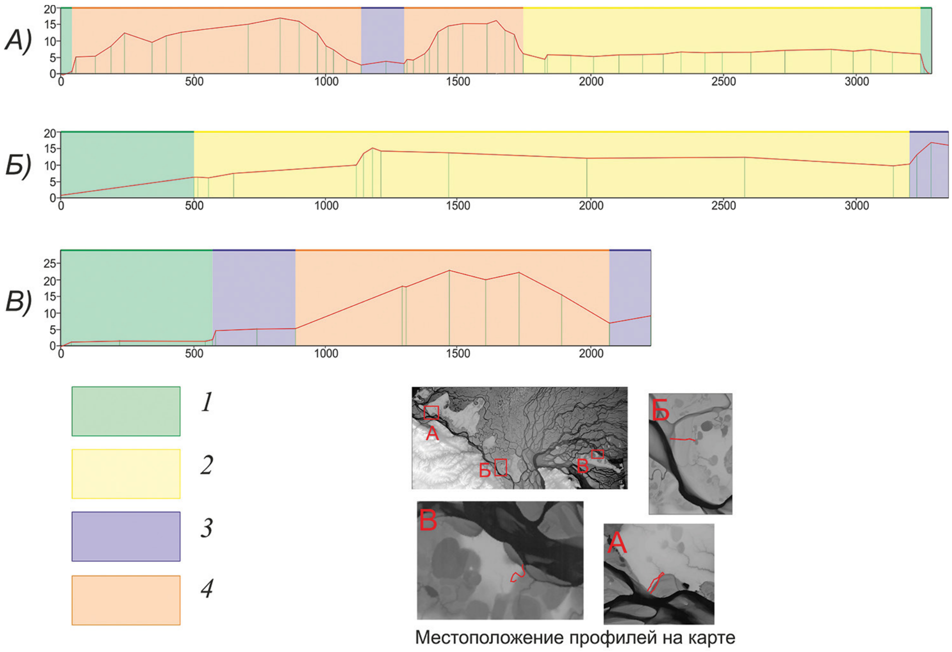

Рис. 2. Примеры геоморфологических профилей на островах Харданг-Сисё, Курунгнах и Собо-Сисё.

А — геоморфологический профиль, о. Харданг-Сисё, 17.08.2015; *Б* — геоморфологический профиль, о. Курунгнах, 23.07.2013, *В* — геоморфологический профиль, о. Собо-Сисё, 13.08.2014; *1* — пойма, *2* — первая терраса, *3* — термокарстовые котловины, *4* — ледовый комплекс

Fig. 2. Examples of geomorphological profiles on Khardang-Sise, Kurungnakh and Sobo-Sise islands.

А — geomorphological profile, Khardang-Sise island, 17.08.2015; *Б* — geomorphological profile, Kurungnakh island, 23.07.2013; *В* — geomorphological profile, Sobo-Sise island, 13.08.2014; *1* — flood plain, *2* — first terrace, *3* — thermokarst basins, *4* — ice complex

тельно уровня воды на водомерном посту станции им. Ю.М. Хабарова составляет ±0,2 м. Для точной оценки ошибки нет данных связки уровней водомерных постов на станции и в протоках.

Геоморфологические схемы островов, объектов исследований, составлены на основе геоморфологических профилей геоморфологических съемок в вышеперечисленных экспедициях, а также с помощью дешифрирования спутниковых снимков Landsat-7. Для создания топоосновы взяты цифровая модель рельефа ArcticDEM университета Миннесоты с разрешением 32 м [3] и топографические карты Генштаба S-52-33_34, S-52-31_32, S-51-35_36, S-51-29_30, S-51-27_28 масштаба 1:200000 [4]. В итоге получены геоморфологические схемы островов Курунгнах и Собо-Сисё масштаба 1:200000 и геоморфологическая схема острова Харданг-Сисё масштаба 1:250000.

Для вычисления значений высот поверхностей террасы и аласов использованы геоморфологические профили экспедиций 2013, 2014 и 2015 гг. Выбраны участки профилей, проходящих через нужную поверхность, имеющиеся значения высот осреднены и экстраполированы. Таким образом, вычислены значения высот первой террасы для островов Собо-Сисё, Курунгнах, Джангылах-Сис и Харданг-Сисё. Возраст отложений террасы определялся по данным радиоуглеродного датирования, проведенного в Лаборатории геоморфологических и палеогеографических исследований полярных регионов и Мирового океана Института наук о Земле СПбГУ (индекс ЛУ+номер образца) [5]. Калибровка дат сделана в программе OxCal 4.3 с использованием калибровочной кривой «IntCal 13» [6]. Также использованы предшествующие опубликованные датировки [2,7]. Датировки, выполненные методом ИК-ОСЛ (инфракрасно оптически стимулированной люминесценции), получены в Таллиннском технологическом университете (индекс RLQG+номер образца) [8].

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Геоморфологическое строение островов

Острова Харданг-Сисё, Курунгнах и Собо-Сисё представляют собой останцы пород ледового комплекса, к которым причленены поверхности других террас. Отложения первых двух островов состоят из нижней песчаной толщи и залегающими на них алевритами с растительными остатками, которые пронизаны мощными ледяными жилами. Эта верхняя пачка и называется ледовым комплексом пород (далее — ЛК). Песчаная пачка о. Собо-Сисё скрыта под водами Сардахской протоки, как и на всех других останцах ЛК восточной части дельты. Время формирования песков определено методом датирования ИК-ОСЛ и составляет 88–65 тысяч лет назад. Нижняя часть пород ЛК формировалась 50–60 тыс. лет назад (л.н.), средняя 45–25 тыс. л.н. и верхняя 23–12 тыс. л.н. [2]. По этим данным формирование подстилающих ЛК песков происходило в морском бассейне в условиях достаточной глубины для того, чтобы осадки не промерзали. А породы ЛК формировались в обмелевшем бассейне, где вместе с осадконакоплением алевритов и песков происходило их промерзание, что привело к формированию мощных ледяных жил. Гипотеза морского происхождения ЛК не поддерживается большинством исследователей, но имеет достаточное количество фактов, изложенных в книге, посвященной этой проблеме [2]. Новые факты позволяют продолжать утверждать, что формирование ЛК происходило под влиянием моря. Так, последние независимые данные о геохимическом составе пресных вод озер, развитых на останцах ЛК, показывают, что в них велики концентрации таких элементов, как Na, Cl и Sr [9], что убедительно доказывает проникновение морских вод в бассейн, в котором формировались отложения ЛК, играющие теперь важную роль в минерализации пресных озерных вод. Поверхность отложений ЛК является по существу террасой, и после того как она сформировалась, она была одновысотной на территории всей дельты. Это допущение необходимо принять для выполнения дальнейших реконструкций деформаций поверхности в результате тектонических движений. Но это и геоморфологическое доказательство формирования ЛК как прибрежно-морской террасы.

Остров Собо-Сисё (рис. 3) расположен в юго-восточной части дельты Лены. Он вытянут в широтном направлении. Его длина достигает 62 км, ширина — до 20 км. Максимальная высота острова — 42 м. С юга остров омывается протоками Корюэлях-Уэся, Кубалыр-Уэся и Чочур-Буор-Уэся, на севере — Сардахской протокой.

Денудационно-эрозионный останец острова имеет высоты в пределах 20–40 м. Он представляет собой грядовое повышение с наиболее высокими отметками в осевой части острова. Значительную часть его поверхности определяет термокарстовый рельеф. Наиболее крупные котловины приурочены к северной, северо-западной частям острова, где они сливаются между собой в единые комплексы. Высота таких комплексов от уреза воды составляет 5–10 м. В восточной части высота останца уменьшается до 10–20 м и сложена иными осадками по сравнению с ЛК основной части острова. Здесь представлены пески и алевриты с растительными остатками, откладывавшимися в водоеме. Возраст растительных остатков 16630±130 л.н. (ЛУ-4913) с высоты 5 м над уровнем реки-залива воспринимался как ошибка датирования, так как общепринятая точка зрения о том, что в сартанское время позднего неоплейстоцена уровень моря был значительно ниже современного, не позволяла рассматривать отложения как осадки сартанского бассейна, связанного с морем. Отложения были снова датированы с помощью метода ИК-ОСЛ. Возраст песков и алевритов оказался равным 14,8±1,2 тыс. л.н. (RLQG 2394-125). Вторая датировка подтвердила первую, и теперь можно достаточно обоснованно утверждать, что накопление отложений в бассейне с более высоким стоянием уровня вод относительно современного происходило здесь в сартанское время. Во всяком случае, восточная пониженная часть о. Собо-Сисё представлена отложениями иного возраста по сравнению с ЛК. Это геологическое тело прислонилось к разрушаемому останцу ЛК, как позже произошло с поверхностью первой террасы.

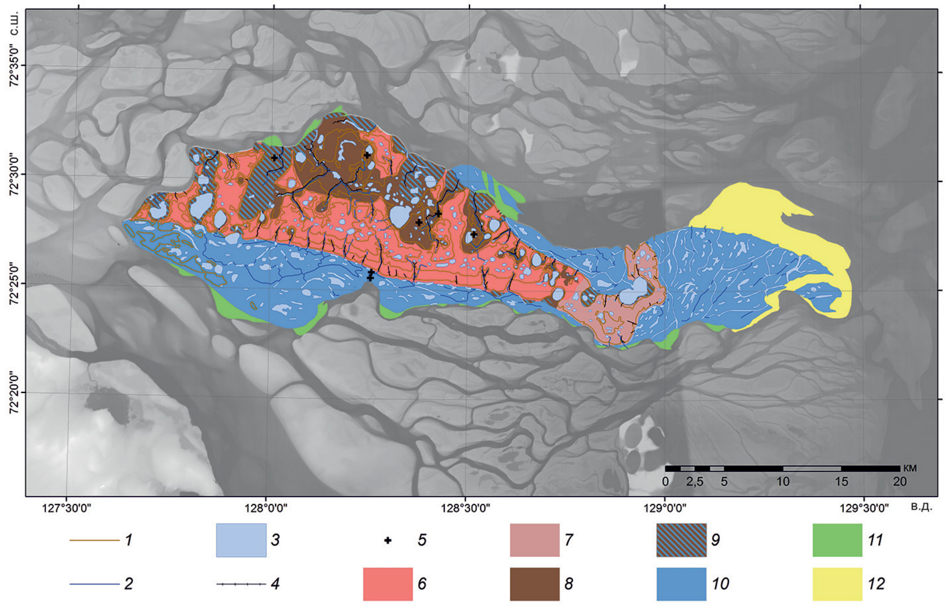

Рис. 3. Геоморфологическая схема о. Собо-Сисе.

1 — изолинии, через каждые 10 м, *2* — реки, ручьи, *3* — озера, старицы, протоки, *4* — термоэрозионные долины, *5* — булгунняхи, *6* — эрозионно-денудационный останец, сложенный отложениями ледового комплекса (20–40 м), *7* — поверхность высотой 10–20 м, *8* — термокарстовые котловины (6–8 м), *9* — периодически затопляемые термокарстовые котловины (5–6 м), *10* — первая терраса (2–9 м), *11* — речная пойма (0–2 м), *12* — песчаные отмели

Fig. 3. Geomorphological scheme of Sobo-Sise island.

1 — isolines, every 10 m, *2* — rivers, small streams, *3* — lakes, oxbows, channels, *4* — thermoerosional valleys, *5* — pingos, *6* — ice complex remnant (20–40 m), *7* — surface 10–20 m high, *8* — thermokarst basins (6–8 m), *9* — occasionally flooded thermokarst basins (5–6 m), *10* — first terrace (2–9 m), *11* — flood plain (0–2 m), *12* — sandy bars

Первая терраса в основном развита в южной и восточной частях острова. Ее поверхность постепенно понижается по направлению к краю дельты и по результатам профилирования имеет высоты от 5 до 7 м в западной половине острова. В восточной части эта терраса образована конусом выноса одной из палеопроток дельты. Здесь ее высоты понижаются до 2–3 м. На поверхности представлены полигонально-жильный микрорельеф, аласы, параллельно направлению стока расположены старицы и протоки. Данная терраса является разновозрастным образованием, что связывается с периодическими колебаниями уровня моря. Так, на западном окончании острова ее возраст оценивается в 4400±80 лет, в северной части острова увеличивается до 5220±60 лет, а в районе конуса выноса на востоке острова составляет 2920±70 лет [2].

Отдельно на схеме геоморфологического строения выделены периодически затапливаемые термокарстовые котловины. В одном из аласов, на расстоянии 650 м от берега и на высоте 7,45 м, был найден образец плавника древесины с возрастом менее 200 лет. Поверхность дна термокарстовых котловин не отличима от поверхности первой террасы. В котловинах и на террасе присутствуют старицы, протоки, свидетельствующие об их речном происхождении. Термокарстовые котловины являются свидетелями термо-

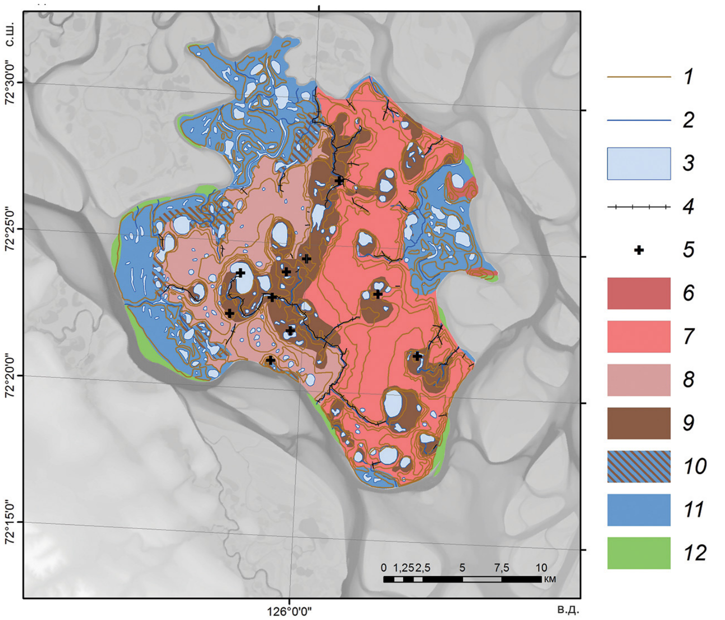

Рис. 4. Геоморфологическая схема о. Курунгнах.

1 — изолинии, через каждые 10 м, *2* — реки, ручьи, *3* — озера, старицы, протоки, *4* — термоэрозионные долины, *5* — булгунняхи, *6* — эрозионно–денудационный останец, сложенный отложениями ледового комплекса (55–65 м), *7* — эрозионно-денудационный останец, сложенный отложениями ледового комплекса (35–55 м), *8* — поверхность высотой 20–35 м, *9* — термокарстовые котловины (5–15 м), *10* — периодически затопляемые термокарстовые котловины (5–12 м), *11* — первая терраса (10–12 м), *12* — речная пойма (0–2 м)

Fig. 4. Geomorphological scheme of Kurungnakh island.

1 — isolines, every 10 m, *2* — rivers, small streams, *3* — lakes, oxbows, channels, *4* — thermoerosional valleys, *5* — pingos, *6* — ice complex remnant (55–65 m), *7* — ice complex remnant (35–55 m), *8* — surface with 20–35 m altitude, *9* — thermokarst basins (5–15 m), *10* — occasionally flooded thermokarst basins (5–12 m), *11* — first terrace (10–12 m), *12* — flood plain (0–2 m) эрозионной и аккумулятивной деятельности реки. Периодические повышения уровня приемного водоема вызывали разрушение пород ЛК, термоэрозию и одновременную аккумуляцию как в котловинах, так и на окружающих останец ЛК пространствах.

Остров Курунгнах (рис. 4) находится в центральной части дельты, практически в ее вершине. Он омывается Оленёкской протокой с юга, Большой Туматской с востока и протокой Конон-Тебюлеге с запада. Его длина достигает 30 км, а ширина — 25 км. Останец ледового комплекса расположен на высотах 35–50 м. На его поверхности представлены формы полигонально-жильного рельефа, термокарстовые озера, термоэрозионные долины. Поперек острова в меридиональном направлении аласы сливаются в единую долину, разделяющую останец на более низкую западную часть и более высокую восточную. Долина образована, вероятно, в результате термоденудации во время одного из повышений базиса эрозии в прошлом. Не исключено, что западная низкая часть останца ЛК, как и на о. Собо-Сисё, имеет более молодой возраст и причленена к ЛК в результате накопления осадков в совершенно другом, по сравнению с отложениями ЛК, бассейне.

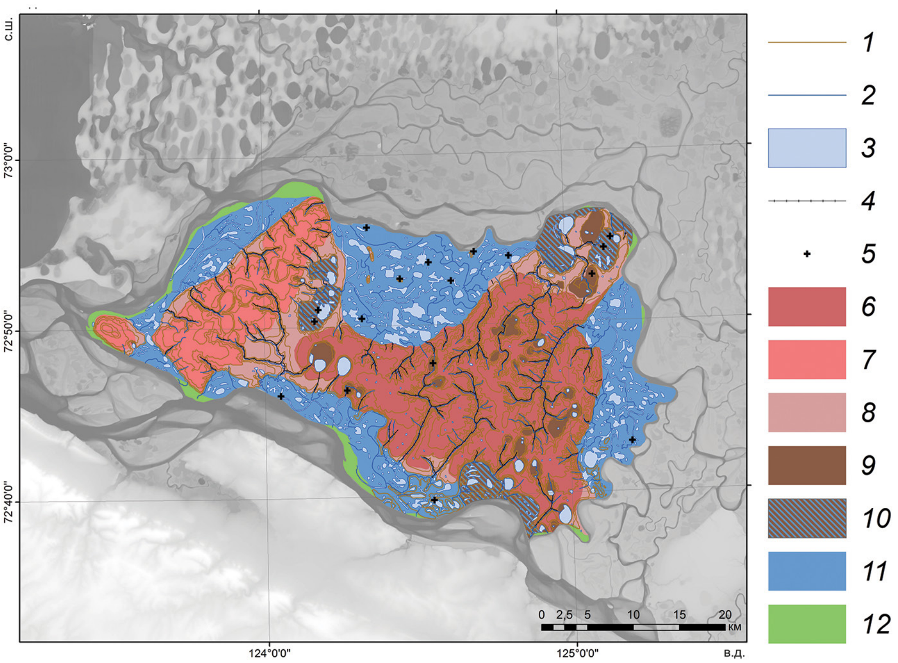

Рис. 5. Геоморфологическая схема острова Харданг-Сисе.

1 — изолинии, через каждые 10 м, *2* — реки, ручьи, *3* — озера, старицы, протоки, *4* — термоэрозионные долины, *5* — булгунняхи, *6* — эрозионно-денудационный останец, сложенный отложениями ледового комплекса (50–65 м), *7* — эрозионно-денудационный останец, сложенный отложениями ледового комплекса (30–50 м), *8* — поверхность высотой 10–30 м, *9* — термокарстовые котловины (5–15 м), *10* — периодически затопляемые термокарстовые котловины (5–10 м), *11* — первая терраса (6–9 м), *12* — речная пойма (0–2 м)

Fig. 5. Geomorphological scheme of Khardang-Siseisland.

1 — isolines, every 10 m, *2* — rivers, small streams, *3* — lakes, oxbows, channels, *4* — thermoerosional valleys, *5* — pingos, *6* —ice complex remnant (50–65 m), *7* — ice complex remnant (30–50 m), *8* — surface with 10–30 m altitude, *9* — thermokarst basins (5–15 m), *10* — occasionally flooded thermokarst basins (5–10 m), *11* — first terrace (6–9 m), *12* — flood plain (0–2 m)

На восточном краю острова наблюдаются отдельные останцы высотой 45–65 м. Также встречаются булгунняхи. Глубина термокарстовых просадок достигает 20 м.

Первая терраса причленяется к останцу с северо-востока, северо-запада и запада. По результатам профилирования ее высоты составляют 10–12 м относительно уреза воды. На ее поверхности также представлены аласы, старицы, протоки, полигонально-жильный рельеф. В целом поверхность террасы на острове более расчленена, чем на о. Собо-Сисё.

Остров Харданг-Сисё (рис. 5) расположен в юго-западной части дельты реки Лены. С юга его берега омывает Оленёкская протока, остальная часть острова окружена Арынской протокой. Длина между крайними точками острова составляет примерно 64 км, а ширина — 40 км. Максимальная отметка высоты — 66 м. Поверхность останца ледового комплекса не является однородной, осложнена термокарстовыми озерами и аласами, термоэрозионными долинами с амплитудой высот до 50 м.

В строении рельефа останца острова можно выделить 3 основных уровня. Верхний имеет высоты 50–65 м, средний — 30–50 м, нижний — 10–30 м. Не исключено, что нижний уровень острова представляет собой более молодое образование, причлененное к останцу ЛК, как на о. Собо-Сисё. В отличие от других рассматриваемых островов, термоэрозионные процессы на о. Харданг-Сисё интенсивно развиты, длина термоэрозионных долин иногда достигает 15 км, а в устье их ширина увеличивается до 1,2–1,3 км.

Термокарстовый рельеф на останце ледового комплекса развит меньше, чем в восточной части дельты. Относительная высота аласов может различаться в зависимости от их положения, а глубина просадки составляет приблизительно 10 м. Иногда в осушенных аласах можно наблюдать булгунняхи высотой до 10 м.

Поверхность первой террасы имеет наклон к краю дельты. По результатам профилирования в юго-западной части острова ее высота достигает 6–7 м. В юго-восточной части острова высота террасы повышается до 9–10 м. На поверхности развиты термокарстовые котловины, многочисленные старицы и протоки, пересекающиеся и сливающиеся между собой. На террасе также сформирована сеть мерзлотных полигонов. Здесь представлены и булгунняхи, причем большая их часть сконцентрирована на северной террасе острова. Поверхность первой террасы и нижнего яруса аласов сливаются по высоте, и эти термокарстовые котловины достигают 6 км в длину.

ВЫСОТЫ И ВОЗРАСТ ЛК И ПЕРВОЙ ТЕРРАСЫ

Высота островов Харданг-Сисё и Курунгнах 65–66 м. Высота острова Собо-Сисё до 45 м. Полученные значения высот останцов ЛК и первой террасы представлены на рис. 6. Разница высот, или перекос поверхности ЛК между восточной и западной частями дельты, 20 м. Причем границей этих частей дельты с разным тектоническим режимом является осевая линия, продолжающаяся от направления «Ленской трубы». Очевидно, что эта линия раздела проходит по разлому земной коры, который доказан как косвенно [10], так и прямыми геофизическими методами [2]. Поверхность этой террасы сформировалась не позже 20 тысяч лет назад. Если принять такой возраст, то с тех пор относительный подъем поверхности западной части дельты относительно восточной ее части происходил со скоростью 1 мм/год. Однако перекос поверхности происходил и ранее. В южной части о. Курунгнах подстилающие ЛК пески воздымаются в юго-западном направлении на 8 м на

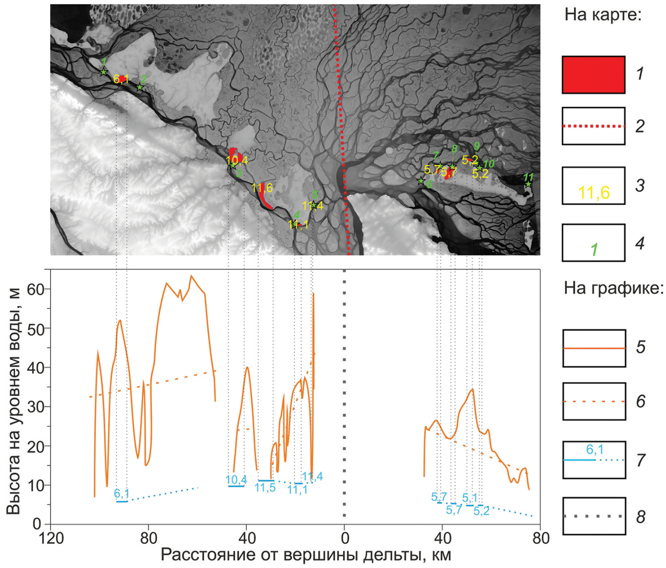

Рис. 6. Соотношение высот первой террасы и ледового комплекса на островах дельты р. Лены

1 — измеренные поверхности террасы, *2* — линеамент, обусловленный разломом земной коры, *3* — полученные средние значения высот, *4* — места отбора образцов на радиоуглеродное датирование (см. таблицу ниже), *5* — профили останцов ЛК, *6* — линии трендов высот ЛК, *7* — профили и высоты первой террасы, *8* — вершина дельты

Fig. 6. Correlation of first terrace's and ice complex's altitude on Lena Delta islands

1 — measured terrace surfaces, *2* — fault linear structure, *3* — average values of altitude, *4* — sample sites for radiocarbon dating (the table below), *5* — profiles of IC remnants, *6* — trend lines of IC altitude, *7* — profiles and altitude of first terrace, *8* — delta apex

протяжении 4 км [2], а это означает, что неравномерное относительное поднятие происходило до начала формирования ЛК около 50 000 лет назад.

Первая аллювиально-морская терраса также имеет разную высоту (см. рис. 6). Она в целом понижается по направлению к краям дельты в соответствии с распластыванием водного потока в устьевой области реки. Но даже первая терраса сильно разнится по высоте в западной и восточной частях дельты. На о. Харданг-Сисё геодезическим путем получена только одна отметка в 6,1 м. Но ее поверхность повышается до 9–10 м в юго-восточном направлении к оголовью острова. На о. Джангылах-Сис средняя высота террасы равна 10,4 м. На о. Курунгнах высота первой террасы увеличиваются до 11,1–11,5 м. Высоты аласов и первой террасы на о. Собо-Сисё — 5,2–5,7 м. Терраса острова постепенно понижается в восточном направлении до 2–3 м.

Ниже (см. таблицу) представлены все имеющиеся к настоящему времени датировки первой террасы по изучаемым островам. В этом списке прослеживаются несколько интервалов, которые могут быть связаны с циклами трансгрессии/регрессии: 6900–6500 лет назад, 5200–5100 лет назад, 4400 лет назад, 3500–2800 лет назад, 760–540 лет назад и 200 лет назад.

Наиболее поддержанной данными датирования трансгрессией моря при формировании отложений первой террасы является повышение базиса эрозии около 2000 лет назад [2]. Относительность радиоуглеродных датировок в дельте р. Лены очевидна потому, что органические осадки, слагающие существенную часть тела первой террасы, переоткладывались многократно из более древних отложений. И только значительное количество датировок дает надежду на определение приблизительного возраста террасы. Двухтысячелетний возраст террасы подкрепляется данными датирования морских террас и событий проникновения морских вод в пресноводные бассейны в результате трансгрессии около 2000 лет назад. Поэтому для расчета неотектонических движений в дельте по первой террасе принимается возраст ее формирования в 2000 лет. Но необходимо понимать, что и последующие колебания уровня моря (например, около 1000–800 и 200 лет назад) также участвовали в формировании первой террасы дельты р. Лены [2]. Имея превышение в высотах первой террасы как минимум в 4 м, получаем скорость поднятия западной части дельты относительно восточной в течение последних 2000 лет, приблизительно равную 2 мм/год.

Полученные скорости неравномерных тектонических движений на протяжении последних 20 000 лет можно сравнить с современными скоростями движений. По данным уровнемерных наблюдений на полярных станциях Усть-Оленёк (к западу от дельты) и Тикси (к востоку от дельты) отмечено повышение уровня моря в Тикси со скоростью 1,62 мм/год за 60 лет наблюдений в XX в. и понижение уровня моря со скоростью 0,46 мм/год за тот же период наблюдений на станции Усть-Оленёк [11]. В сумме разница в перекосе водной поверхности составляет 2,06 мм/год, что практически совпадает с рассчитанными скоростями перекоса земной поверхности (первой террасы) за

Таблица

Список датировок первой террасы рассматриваемых островов

Координаты	Источник	Высота поверхности, м	Высота отбора, м над урезом воды	Лаборатория, №	Радио-углеродный возраст, лет
72°45′25″ с.ш. 124°05′26″ в.д.	Большиянов Д.Ю. и др., 2013	5–7	2,0	ЛУ-4411	5100±140
72°48′06″ с.ш. 123°37′28″ в.д.	Большиянов Д.Ю. и др., 2013	4–5	2,0	ЛУ-4414	2850±200
72°29′33″ с.ш. 125°18′45” в.д.	Большиянов Д.Ю. и др., 2013	9–13	7,6 10,7	ЛУ-4409 ЛУ-4407	6890±170 6520±130
72°21,713′ с.ш. 126°19,588′ в.д.	Большиянов Д.Ю. и др., 2013	8–10	7 3,5	ЛУ-4565 ЛУ-4609	540±60 3170±50
	Коротаев В.Н., 1984	8–12		МГУ-862	3480±500
72°27′54″ с.ш. 127°37′54″ в.д.	Экспедиция «Лена-2014»	6–7	6,5	ЛУ-7582	4400±80
72°31′16″ с.ш. 127°52′02″ в.д.	Экспедиция «Лена-2014»	6–7	4	ЛУ-7581	760±50
72°31′11″ с.ш. 128°00′54″ в.д.	Экспедиция «Лена-2014»	4–5	4,5	ЛУ-7580	≤ 200
72°32′07″ с.ш. 128°18′28″ в.д.	Большиянов Д.Ю. и др., 2013	4	0,5	ЛУ-4916	5220±60
		6	6	ЛУ-7578	≤ 200
72°27,441′ с.ш. 128°57,252′в.д.	Большиянов Д.Ю. и др., 2013	2–2,5	1,0	ЛУ-4919	2920±70

период в последние 2000 лет. Здесь совсем неважным является кажущееся совпадение сравниваемых результатов. Оно может быть и случайным. Важным является тренд на неравномерность тектонических движений, который сохраняется уже десятки тысяч лет и подтверждается данными наблюдений современных колебаний уровня моря.

ВЫВОДЫ

В результате проведения геоморфологических исследований с помощью геодезического профилирования по островам восточной и западной части дельты определены скорости неравномерных неотектонических движений, приводящих к перекосу земной и водной поверхности и смещению стока реки Лены в устье в восточном и юго-восточном направлении. Разница в скоростях неотектонических движений на протяжении периода порядка 20 000 лет составляет 1 мм/год с относительным повышением западной части дельты по сравнению с ее восточной частью. За последние 2000 лет неравномерность тектонических движений возросла. Западная часть дельты р. Лены воздымается относительно восточной части со скоростью 2 мм/год.

Геоморфологические исследования показывают, что согласно такому перекосу земной поверхности восточная и западная части дельты р. Лены значительно отличаются в ходе современных геоморфологических процессов. Быковская протока (крайняя юго-восточная) представляет собой эстуарий. Юго-западная Оленёкская протока развивается в режиме русловой многорукавности и постепенно отмирает, подпитываясь половодным стоком по Булкурской протоке, имеющим место только на пике половодья.

Формирование первой террасы дельты происходило в несколько этапов в голоцене в зависимости от смены трансгрессивных и регрессивных фаз с постепенным размывом останцов ЛК и смещением дельтоформирования с запада на восток. Подъем уровня моря всегда сопровождался размывом останцов ЛК и образованием новых термокарстовых котловин, в которых затем накапливались аллювиально-морские отложения. Размыв этих осадков на стадии регрессии и накопление материала на последующих стадиях повышенного стояния уровня моря привели к формированию первой террасы, состоящей из геологических тел разного возраста. Размыв останцов ЛК и прорыв вод в юго-восточном направлении по Быковской протоке произошел уже после образования первой террасы около 1500 лет назад.

Дельта р. Лены является чрезвычайно динамично развивающейся формой рельефа, образованной в результате колебаний уровня моря и перекоса земной поверхности, являющегося следствием неравномерных тектонических движений. Переформирование стока в протоках дельты, изменение очертаний русловой сети происходят на глазах исследователей.

Благодарности. Исследования выполнены в рамках российско-германских экспедиций «Лена-2013», «Лена-2014», «Лена-2015» и «Лена-2018». Авторы выражают благодарность в поддержке исследований Институту полярных и морских исследований им. Альфреда Вегенера (Германия) и лично его сотруднику Вальдемару Шнайдеру. Исследования поддержаны грантами РФФИ 18-05-70091 «Ресурсы Арктики, оценка темпов разрушения арктических берегов, объемов терригенного материала и органического углерода, поступающего в Арктический бассейн» (2018–2020) и 18-45-140057 «Темпы деградации подводной мерзлоты и дополнительные потоки газов из донных толщ в атмосферу в арктической зоне Якутии (мелководный шельф, лагуны, прибрежные озера, русла проток в устьевых зонах) в условиях современных климатических флуктуаций» (2018–2020).

Acknowledgements. The study was conducted during the Russian-German expeditons "Lena-2013", "Lena-2014", "Lena-2015" and "Lena-2018". The authors are grateful to the Alfred Wegener Institute and particulary to Waldemar Schneider for the support in the research. The investigation is supported by Russian Foundation for Basic Research grants 18-05-70091 and 18-45-140057.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Григорьев М.Н.* Криоморфогенез устьевой области р. Лены. Якутск: Институт мерзлотоведения СО РАН, 1993. 176 с.

2. *Большиянов Д.Ю., Макаров А.С., Шнайдер В., Штоф Г.* Происхождение и развитие дельты реки Лены. СПб.: ААНИИ, 2013. 268 с.

3. Топографическая карта Генштаба. Масштаб 1:200000. СССР, РСФСР, Якутская АССР. Военно-топографическое управление Генерального штаба СССР. 1987 г.

4. ArcticDem. Available at: https://www.pgc.umn.edu/data/arcticdem/ (accessed 13.06.2019).

5. *Арсланов Х.А.* Радиоуглерод: геохимия и геохронология. Л.: Изд-во Ленингр. ун-та. 1987. 300 с.

6. *Reimer P.J., Bard E., Bayliss A., Beck J.W., Blackwell P.G., Bronk Ramsey C., Grootes P.M., Guilderson T.P., Haflidason H., Hajdas I., Hatt C., Heaton T.J., Hoffmann D.L., Hogg A.G., Hughen, K.A., Kaiser K.F., Kromer B., Manning S.W., Niu M., Reimer R.W., Richards D.A., Scott E.M., Southon J.R., Staff R. A., Turney C.S.M., van der Plicht J.* IntCal13 and Marine13 Radiocarbon Age Calibration Curves 0-50,000 Years cal BP // Radiocarbon. 2013. V. 55. № 4. P. 1869–1887.

7. *Коротаев В.Н.* Формирование гидрографической сети Ленской дельты в голоцене // Вестник Московского университета. Серия географическая. 1984. № 6. С. 39–44.

8. *Molodkov, A., Bitinas, A.* Sedimentary record and luminescence chronology of the Lateglacial and Holocene aeolian sediments in Lithuania // Boreas. 2006. V. 35. P. 244–254.

9. *Chetverova A., Skorospekhova T., Morgenstern A., Alekseeva N., Spiridonov I., Fedorova I.* Hydrological and hydrochemical characteristics of lakes in the Lena River delta (Northeast-Siberia, Russia) // Polarforschung. 2017. V. 2 (87). P. 111–123.

10. *Кандрюкова Н.А.* Геоморфологическая и линеаментная структура дельты реки Лены по материалам дистанционной съемки // Вестник Санкт-Петербургского университета. Серия 7. Геология. География. 2014. № 1. С. 169–176.

11. *Ашик И.М., Большиянов Д.Ю., Макаров А.С.* Развитие берегов Российской Арктики в связи с колебаниями уровня моря // Метеоспектр. 2010. № 2. С. 23–27.

REFERENCES

1. *Grigoriev M.N. Kriomorfogenez ust'evoi oblasti r. Leny.* Cryomorphogenesis of the Lena River mouth area. Yakutsk: Melnikov Permafrost Institute SBRAoS, 1993:176 p. [In Russian].

2. *Bolshiyanov D.Yu., Makarov A.S., Schneider W., Schtof G. Proiskhozhdenie i razvitie del'ty reki Leny.* Origination and evolution of the Lena River Delta. St. Petersburg: AARI, 2013: 268 p. [In Russian].

3. *Topograficheskaia karta Genshtaba. Masshtab 1:200000.* Topographical map of General Staff. Scale 1:200000. USSR, RSFSR. Yakutian ASSR. Military Topographical Directorate of the General Staff of the USS. 1987.

4. ArcticDem. Available at: https://www.pgc.umn.edu/data/arcticdem/ (accessed 13.06.2019).

5. *Arslanov H.A. Radiouglerod: geokhimiia i geokhronologiia.* Radiocarbon: geochemistry and geochronology. Leningrad: Leningrad University establishment, 1987: 300 p. [In Russian].

6. *Reimer P.J., Bard E., Bayliss A., Beck J.W., Blackwell P.G., Bronk Ramsey C., Grootes P.M., Guilderson T.P., Haflidason H., Hajdas I., Hatt C., Heaton T.J., Hoffmann D.L., Hogg A.G., Hugh-*

en, K.A., Kaiser K.F., Kromer B., Manning S.W., Niu M., Reimer R.W., Richards D.A., Scott E.M., Southon J.R., Staff R. A., Turney C.S.M., van der Plicht J. IntCal13 and Marine13 radiocarbon age calibration curves 0-50,000 years cal BP. Radiocarbon. 2013, 55: 1869–1887.

7. *Korotaev V.N*. Formation of the Lena delta gydrographic net in Holocene. *MSU Vestnik*. Journal of Moscow State University. Geographic series. 1984, 6: 39–44. [In Russian].

8. *Molodkov A., Bitinas A.* Sedimentary record and luminescence chronology of the late glacial and Holocene aeolian sediments in Lithuania. Boreas, 2006, 35: 244–254.

9. *Chetverova A., Skorospekhova T., Morgenstern A., Alekseeva N., Spiridonov I., Fedorova I.* Hydrological and hydrochemical characteristics of lakes in the Lena river delta (Northeast-Siberia, Russia). Polarforschung. 2017, 2 (87): 111–123.

10. *Kandryukova N.A*. Geomorphological and linear structure of the Lena river delta, based on remote data sensing. *Vestnik of St. Petersburg State University*. Journal of St. Petersburg State University. Series 7. Geology. Geography. 2014, 1: 169–176. [In Russian].

11. *Ashik I.M., Bolshiyanov D.Yu., Makarov A.S.* Shoreline development of Russian Arctic according to a sea level fluctuations. *Meteospectr.* Meteospectrum, 2010, 2: 23–27. [In Russian].

ГЕОЛОГИЯ И ГЕОФИЗИКА

УДК 550.837.76 DOI: 10.30758/0555-2648-2019-65-2-201-211

СТРОЕНИЕ ПРИПОВЕРХНОСТНОЙ ЧАСТИ ЛЕДНИКА В РАЙОНЕ БУХТЫ ТАЛА (ВОСТОЧНАЯ АНТАРКТИДА) ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ГЕОРАДАРНЫХ РАБОТ СЕЗОНА 2018/19 г.

С.Д. ГРИГОРЬЕВА[1], Е.В. РЫЖОВА[2], С.В. ПОПОВ[3,1], М.П. КАШКЕВИЧ[1], В.И. КАШКЕВИЧ[2]*

[1] — *Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Россия*

[2] — *ООО «Геофизпоиск», Санкт-Петербург, Россия*

[3] — *АО «Полярная морская геологоразведочная экспедиция», Санкт-Петербург, Россия*

**grigoreva.svetl@gmail.com*

STRUCTURE OF THE NEAR-SURFACE PART OF THE GLACIER IN THE THALA BAY AREA (EAST ANTARCTICA) BASED ON 2018/2019 GROUND-PENETRATING RADAR SURVEY

S.D. GRIGOREVA[1], E.V. RYZHOVA[2], S.V. POPOV[3,1], M.P. KASHKEVICH[1], V.I. KASHKEVICH[2]*

[1] — *Saint Petersburg State University, St. Petersburg, Russia*

[2] — *LLC "Geophyspoisk", St. Petersburg, Russia*

[3] — *JSC "Polar Marine Geosurvey Expedition", St. Petersburg, Russia*

**grigoreva.svetl@gmail.com*

Received May, 16, 2019 *Accepted June, 25, 2019*

Keywords: crevasses, ground-penetrating radar, Larsemann Hills, Progress station.

Summary

The paper discusses the results of the ground-penetrating radar (GPR) survey carried out in February 2019 in the area of Thala Bay (Larsemann Hills, East Antarctica). Thala Bay is one of the strategic facilities of the Russian Antarctic Expedition (RAE) in the Progress station area as since 2019 heavy cargo has been unloaded here intended for the construction of new facilities at the Vostok station. Transportation of goods to the point of formation of logistic traverses takes place on ice tracks, whose safety must be evaluated taking into account the expanded system of crevasses. In addition, the current track is characterized by a significant slope of the terrain, which also complicates the relocation of heavy equipment.

Citation: *Grigoreva S.D., Ryzhova E.V., Popov S.V., Kashkevich M.P., Kashkevich V.I.* Structure of the near-surface part of the glacier at the area of the Thala Bay (East Antarctica) from ground-penetrating radar survey of field season 2018/19. *Problemy Arktiki i Antarktiki*. Arctic and Antarctic Research. 2019, 65, 2: 201–211. [In Russian]. doi: 10.30758/0555-2648-2019-65-2-201-211.

In February 2019, a GPR survey was carried out within the Thala Bay area to assess the possibility of organizing an alternative section of the route within it. According to the visual observations, this area was characterized by an extensive system of crevasses, the width of which at the surface reached 20-30 cm, and the prevailing longitudinal direction coincided with the direction of the route. The task of the geophysical survey was to map the crevasses not identified by visual inspection and to determine their morphology. According to the GPR data, it was shown that the crevasses within the site are located to the firn layer and are characterized by an irregular shape, significantly expanding at the deeper levels and reaching a width of 6 m. The results of the survey are illustrated with the scheme of the firn thickness which shows location of the crevasses. According to the recommendations of the authors, the section of the glacier is suitable for operation provided the glaciological situation using the GPR method is monitored annualy.

Поступила 16 мая 2019 г. *Принята к печати 25 июня 2019 г.*

Ключевые слова: георадиолокация, станция Прогресс, трещины, Холмы Ларсеманн.

В настоящей работе обсуждаются результаты георадиолокационных исследований, выполненных в районе российской антарктической станции Прогресс (оазис Холмы Ларсеманн, Восточная Антарктида) в сезон 64-й Российской антарктической экспедиции (РАЭ) в 2018/19 г. Изыскания проводились с целью оценки безопасности участка ледника в районе пункта разгрузки судов в бухте Тала для проложения в его пределах трассы передвижения тяжелой санно-гусеничной техники. По итогам георадарного профилирования в пределах исследуемого района выявлена сеть трещин, развитых в снежно-фирновой толще и достигающих максимальной ширины 6 м. Результаты работ проиллюстрированы схемой мощности снежно-фирновой толщи по участку работ и их распространения по состоянию на февраль 2019 г.

ВВЕДЕНИЕ

Бухта Тала, расположенная в западной части оазиса Холмы Ларсеманн (Земля Принцессы Елизаветы, Восточная Антарктида), является одним из важных логистических пунктов РАЭ при работах научно-экспедиционных судов (НЭС) в районе станции Прогресс. Начиная с сезона 64-й экспедиции (2018/19 г.) здесь выполняются операции по выгрузке на морской лед и последующей доставке в район пункта формирования санно-гусеничного похода тяжелых грузов, предназначенных для строительства новых зданий станции Восток. Инженерные изыскания в районе бухты Тала являются необходимым условием обеспечения безопасной разгрузки научно-экспедиционных судов и транспортировки грузов на станцию Восток, сопровождая, таким образом, задачи строительства новой станции, определенные Правительством Российской Федерации в «Стратегии развития деятельности Российской Федерации в Антарктике на период до 2020 года и на более отдаленную перспективу».

Сообщение между пунктом разгрузки НЭС (рис. 1, *a*) и районом станции осуществляется по участку ледника, где имеются трещины, морфология и пространственное развитие которых на начало 2019 г. оставались неясными. Визуальные наблюдения позволили выявить лишь небольшое количество таких объектов, а также установить, что их простирание совпадает с направлением участка трассы. Таким образом, имеется вероятность прохождения трассы по трещине, что представляет значительную угрозу при передвижении по ней тяжелой санно-гусеничной техники. Существенным недостатком действующей трассы, соединяющей район бухты Тала и пункт формирования санно-гусеничных походов (рис. 1, *b*), является также боковой уклон поверхности ледника, достигающий 10° и способный вызвать проскальзывание тяжелогруженой техники и саней. Прикладной задачей выполненных

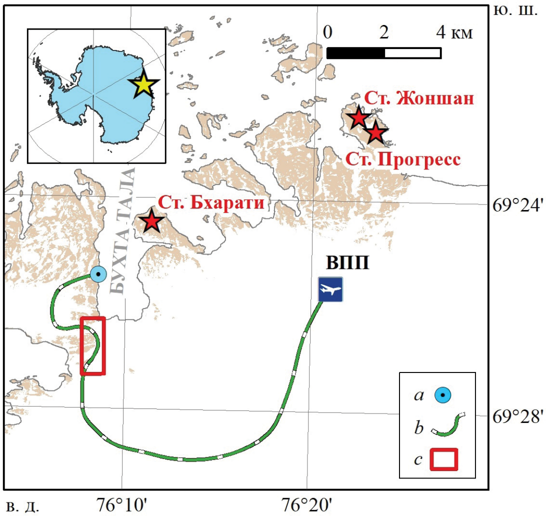

Рис. 1. Положение участка работ.

a — пункт разгрузки российских судов, *b* — трасса движения тяжелой техники, *c* — границы участка работ. ВПП — взлетно-посадочная полоса

Fig. 1. Location of the area of investigations.

a — discharge point of Russian vessels, *b* — logistic route, *c* — survey area

изысканий являлась оценка безопасности участка ледника, расположенного восточнее действующей трассы и характеризующегося пологим рельефом, для возможности проложения в его пределах альтернативной дороги.

Как показывает отечественный и зарубежный опыт, выявление трещин в приповерхностной части ледника, а также оценка мощности перекрывающих их снежных мостов и описание внутреннего строения могут успешно осуществляться при помощи георадиолокации [1–8]. Основными преимуществами метода являются его высокая эффективность, быстрота, экономичность и относительная простота реализации.

Для оценки безопасности логистических операций в районе бухты Тала в сезон 64-й РАЭ участок ледника, предполагаемый для проложения альтернативной трассы, был покрыт георадарной съемкой, дополненной высокоточными геодезическими измерениями (рис. 1, *c*). Полученные результаты и их интерпретация излагаются в настоящей работе.

МЕТОДИКА ПОЛЕВЫХ РАБОТ

Полевые геофизические работы проводились с использованием георадара Zond-12e (Radar Systems, Inc, Латвия) с антенным блоком АБ-900 (частота зондирующих импульсов 900 МГц). Планово-высотная привязка осуществлялась при помощи DGPS-приемников EFT-M2 (ООО «Эффективные технологии», Россия), а также штатного датчика перемещения георадара. Точность определения плановых координат составила менее 10 см, что вполне соответствует поставленным задачам.

Исследования выполнялись в два основных этапа. На первом, рекогносцировочном, был выполнен продольный георадарный профиль, проложенный субпараллельно действующей трассе по направлению север — юг (рис. 2, *a*).

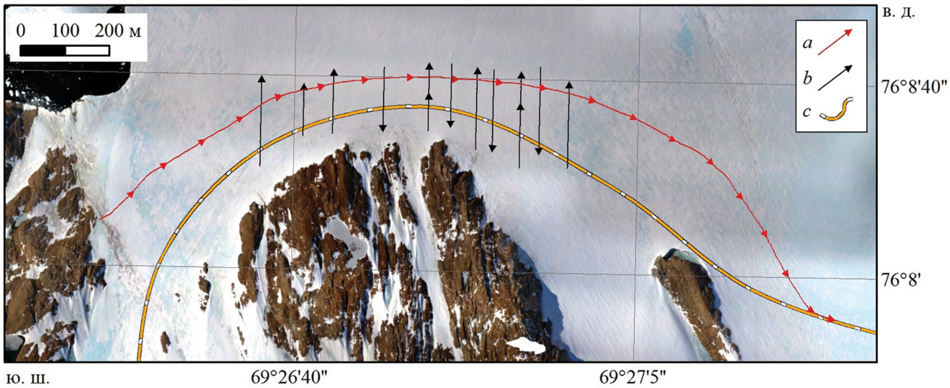

Рис. 2. Схема фактического материала.

a — георадарный профиль первого этапа работ, *b* — георадарные профили второго этапа работ, *c* — трасса следования тяжелой техники

Fig. 2. Scheme of the field survey.

a — GPR line of the first stage of survey, *b* — GPR lines of the second stage of survey, *c* — logistic route

Ширина большинства трещин, наблюдаемых визуально, у поверхности не превышала 30 см (рис. 3), однако для оценки безопасности участка требовалось определить их геометрические параметры на глубине, выявить трещины, не выраженные визуально, а также определить мощность перекрывающих их снежных мостов.

Для этого на втором этапе работ были проложены секущие георадарные профили, ориентированные по линии запад-восток и приблизительно ортогональные как направлению трассы, так и преобладающему простиранию трещин (рис. 2, *b*). Межпрофильное расстояние на втором этапе съемки составило 100 м. Полевые геофизические работы сопровождались натурными наблюдениями, в рамках которых было вскрыто и описано пять трещин, три из них выявлены по данным георадиолокации и располагались на выполненных профилях.

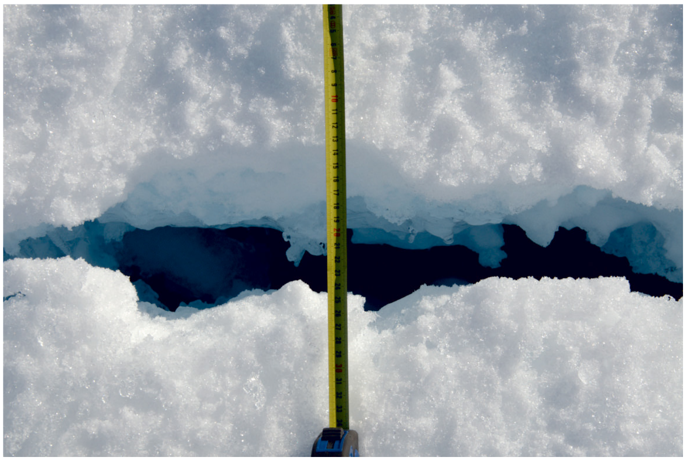

Рис. 3. Пример трещины, характерной для участка работ (вид с поверхности)

Fig. 3. Example of the crevasse typical for the area of investigations (surface view)

МЕТОДИКА ОБРАБОТКИ ДАННЫХ

Обработка георадарных данных осуществлялась с использованием компьютерной программы Prism 2.60 (Radar Systems, Inc., Латвия) по стандартному графу обработки. Он включает в себя корректировку длин профилей (в случае необходимости), горизонтальную фильтрацию (процедура *Background removal*) и выбор профиля усиления. Кроме того, для корректного пересчета временного разреза в глубинный требуется кинематическая (скоростная) модель среды. Ее можно получить четырьмя основными способами: (1) использовать табличные или расчетные значения, (2) выполнить специализированные работы ОГТ [9], (3) выполнить моделирование, предпочтительнее в рамках модели наклонно-слоистой среды по годографам дифрагированных волн от неоднородностей [10], или (4) на основе какой-либо априорной информации, например по данным бурения.

Первый способ применяется при практическом отсутствии информации. Второй — самый лучший, поскольку исследователь гарантированно получает годографы от одних и тех же границ, поэтому нет нужды выяснять, как они соотносятся между собой на временных разрезах. Однако метод ОГТ требует порой значительных временных затрат и наличия раздвижных антенн, которых в сезон 64-й РАЭ у исполнителей не было. Третий способ хорош при наличии большого количества трещин, поскольку позволяет провести статистическую обработку данных. Но, с другой стороны, этот метод является действенным лишь в том случае, если дифрагированные волны характеризуются наличием длинных ветвей гиперболических отражений. Без этого нет реальной возможности достичь высокой точности, принципиально отличной от того, что можно получить, используя табличные данные. Последний из названных способов хорош лишь в том случае, если имеется однозначная идентификация выявляемых границ по керну и временному разрезу. Опыт авторов показывает, что соотнесение слоев внутри ледника и снежно-фирновой толщи не всегда однозначно, в отличие от границы с каменным основанием или водой.

К сожалению, в обсуждаемом районе бурение по организационным причинам не проводилось: у исполнителей было совсем немного времени для работы. Анализ полученных данных показал, что ветви дифрагированных волн, сформированных от трещин, достаточно короткие и расчеты по ним дадут большую погрешность. Поэтому исполнители вынуждены были использовать данные по бурению, несмотря на то, что они были получены примерно в десяти километрах от района работ.

На леднике в районе отечественной станции Прогресс выполнялось бурение. Там же проводилось и георадарное профилирование. Соотнесение мощности снежно-фирновой толщи по данным бурения с задержкой отражённого сигнала по материалам георадарных работ позволило получить среднюю диэлектрическую проницаемость снежно-фирновой толщи. Она составила 2,8 единиц, что соответствует средней скорости распространения электромагнитных волн в среде 179,4 м/мкс. Это значение и было использовано при пересчетах временных георадарных разрезов в глубинные. Столь высокое значение для диэлектрической проницаемости снежно-фирновой толщи объясняется наличием в ней свободной талой воды [11–16], к которому приводит интенсивное приповерхностное таяние.

РЕЗУЛЬТАТЫ

Полученные материалы показали, что в пределах участка работ имеется развитая система трещин, локализованных в снежно-фирновой толще, характеризующаяся широтным простиранием. Характерный пример полученного в ходе полевых

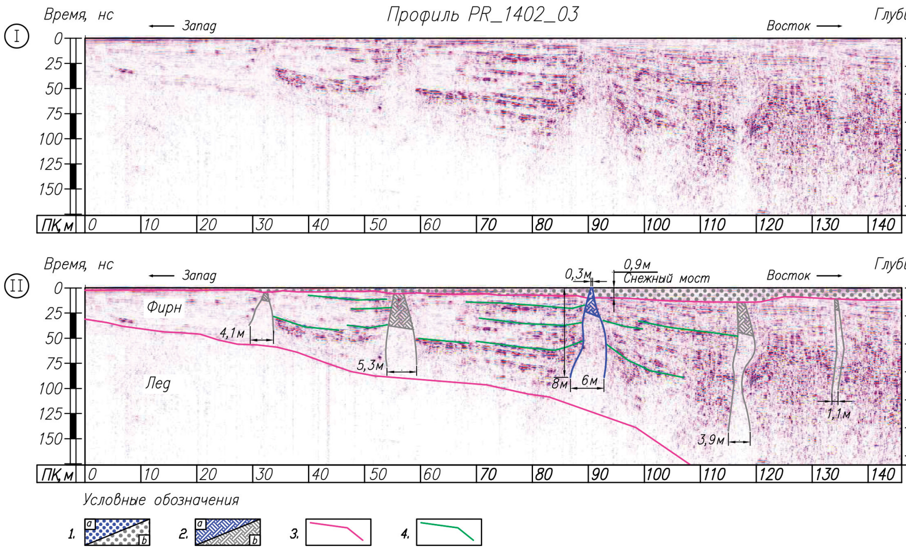

Рис. 4. Пример георадарного разреза по участку работ (профиль ПР_1402_03)

I — неинтерпретированный профиль, II — интерпретированный профиль; *1* — снег (*a* — данные, заверенные визуально, *b* — данные георадиолокации), *2* — зона ледяных наростов, вызванных сезонным таянием (*a* — данные, заверенные визуально, *b* — данные георадиолокации), *3* — граница фирна и льда, *4* — внутрифирновые границы

Fig. 4. An example of GPR section for the area of investigations (line PR_1402_03)

I — non-interpreted section, II — interpreted section; *1* — snow (*a* —from visual observations, *b* —from GPR data), *2* — zone of ice build-ups formed during the season melting (*a* — visual observations, *b* — due to GPR data), *3* — firn-ice boundary, *4* — intrafirn boundaries

работ временного георадарного разреза, дополненного шкалой глубин, приводится на рис. 4. Интерпретация выполнялась в соответствии с современными подходами к анализу строения приповерхностной части ледников по данным георадиолокации [1, 4, 9, 12].

На временном разрезе отчетливо прослеживаются границы между снегом и фирном, а также фирном и льдом (рис. 4-II, *3*), при этом мощность снежно-фирновой толщи возрастает от 2,5 м в начале профиля до 15 м и более далее пункта ПК108. В ее пределах развиты пять крупных трещин, одна из которых (показана синим цветом) в ходе заверочных работ визуально наблюдалась на протяжении 10 м. Она имеет юг-юго-восточное простирание, характерное для обсуждаемого участка ледника. Ширина трещины у поверхности варьирует от 0,2 до 0,4 м; мощность моста составляет в среднем 1 м (рис. 4-II, *1*), при этом верхние 0,2–0,3 м сложены рыхлым сезонным снегом. Стенки трещины рельефные, практически с самой поверхности она резко расширяется, в разрезе имея каплеобразную форму. Характерной особенностью, важной для учета впоследствии при обработке данных георадиолокации, является наличие на нижней кромке моста и стенках трещины большого количества ледяных наростов, сформированных в процессе сезонного таяния. Их присутствие создает дополнительные отражения на георадарных разрезах (рис. 4-II, *2*), что при отсутствии априорной информации может привести к значительному завышению оценки мощности снежного (снежно-фирнового) моста.

Ширина описанной трещины по данным георадиолокации достигает 6 м, однако эта величина незначительно превышает истинное значение вследствие того, что георадарный профиль пересекал ее не строго вкрест простирания. Угол между направлением маршрута и простиранием трещины, измеренный по карте, составил 68°, что означает необходимость учета поправочного коэффициента (косинуса угла, равного 0,927):

$$l_{\text{ист}} = 0{,}927 \cdot l_{\text{рад}},$$

где $l_{\text{ист}}$ — истинная ширина трещины, $l_{\text{рад}}$ — ширина трещины по данным георадиолокации.

С учетом поправочного коэффициента максимальная ширина наблюденной входе полевых работ трещины составляет 5,56 м, а остальных трещин (слева направо) 3,8 м, 4,9 м, 3,6 м,1 м.

Трещина, описанная выше, наряду с другими, наблюденными авторами в ходе заверочного маршрута, может рассматриваться в качестве эталонного объекта при интерпретации данных георадиолокации на данном участке. На разрезе (рис. 4) отчетливо видно, что ее строение схоже со строением остальных трещин, визуальная оценка которых в полевых условиях не производилась. Все они характеризуются неровной формой стенок и тенденцией к расширению при увеличении глубины. Наличие в теле ледника пустот подчеркивается резкими разрывами границ, прослеживаемых внутри снежно-фирновой толщи (рис. 4-II, *4*).

Георадарные данные позволяют выявлять не только объекты в теле ледника как таковые, но и определять их конфигурацию [1, 2, 4, 6, 7, 14]. Большие перспективы открывает математическое моделирование, в частности с использованием некоммерческой компьютерной программы gprMax [17]. Интерпретация георадарных данных достаточно сложный процесс, требующий не только опыта, но и понимания основ распространения электромагнитных волн. В целом пустоты в теле ледника отмечаются на временном георадарном разрезе полным или частичным отсутствием целевых границ. При этом область временного разреза, соответствующая внутренней части широкой

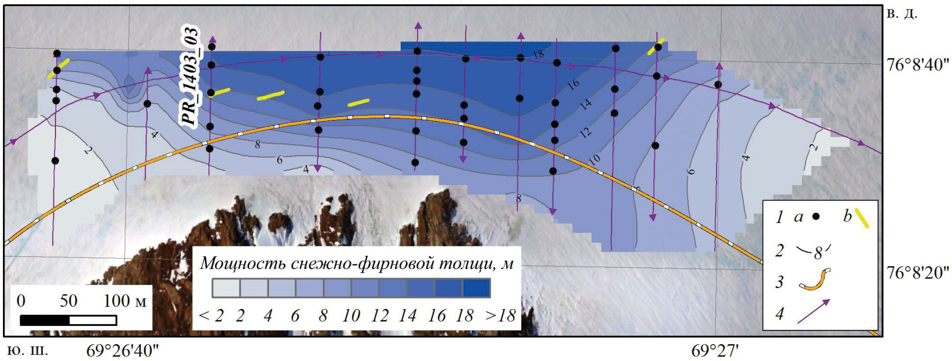

Рис. 5. Схема интерпретации геофизических данных.

1 — трещины (*a* — по данным георадиолокации, *b* — наблюденные визуально), *2* — изолинии мощности снежно-фирновой толщи; сечение изопахит 2 м, *3* — положение трассы, *4* — георадарные профили

Fig. 5. Interpretation scheme of geophysical data.

1 — crevasses (*a* — due to GPR data, *b* — observed visually), *2* — contours of snow-firnlayer thickness; isopachs drawn at each 2 m, *3* — location of the logistic route, *4* — GPR profiles трещины, может содержать какие-то отражения, в частности дифрагированные волны, сформированные от рефлекторов, расположенных в стороне от маршрута.

По результатам обработки материалов съемки была построена итоговая схема мощности снежно-фирновой толщи и положения трещин, установленного по данным георадиолокации (рис. 5, *1а*), а также визуально (рис. 5, *1б*). Мощность снежно-фирновой толщи на исследованном участке варьирует от 0 до более 18 м. Она увеличивается в восточном направлении. Согласно полученным данным, большая часть трещин приурочена именно к участкам наибольшей мощности снежно-фирновой толщи. Достаточно большое межпрофильное расстояние (100 м между секущими профилями) не позволило выявить положение отдельных трещин между соседними профилями, однако их ориентировка была установлена благодаря визуальным наблюдениям.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

По результатам съемки методом георадиолокации, выполненной в сезон 64-й РАЭ в районе бухты Тала, было установлено наличие в пределах участка обширной системы трещин, развитых в толще фирна и характеризующихся сложным внутренним строением. Практически все они обладают каплевидной формой в разрезе с рельефными стенками. Ширина трещин порой превышает 5,5 м на глубинах около 7 м. Мощность снежных мостов, их перекрывающих, составляет в среднем 1 м, при этом нижняя их кромка зачастую покрыта слоем ледяных образований, вызванных сезонным таянием и создающих ложные отражения на георадарных разрезах. Неправильная трактовка этого слоя способна привести к некорректной интерпретации данных без дополнительных натурных наблюдений. Мощность снежно-фирновой толщи в пределах участка работ составляет от 0 м в его северной и южной частях до более 18 м на востоке.

Несмотря на то, что по результатам обработки данных была составлена схема трещин, необходимо принимать во внимание тот факт, что ледник является динамичной системой и при возобновлении движения по участку в сезон 65-й РАЭ (2019/20 г.) обстановка может измениться вследствие его течения. Тем не менее выполненные исследования заложили важную методическую базу для дальнейших изысканий, направленных на обеспечение безопасности логистических операций в районе бухты Тала. Так, установлено преобладающее простирание трещин и описана их морфология, выявлены специфические черты их строения, важные при интерпретации георадарных данных. Безопасная эксплуатация участка ледника в дальнейшем возможна после проведения оперативной георадарной съемки, выявления нового положения трещин и проложения участка трассы с учетом опасных факторов.

Отдельным вопросом является создание скоростной модели среды для более корректного пересчета временного разреза в глубинный. Для внутренних районов Антарктиды, где температуры воздуха не бывают положительными, имеются эмпирические соотношения между диэлектрической проницаемостью и плотностью [9, 13, 16]. В прибрежной части континента интенсивное приповерхностное таяние приводит к наличию свободной талой воды. Даже малая ее часть приводит к увеличению диэлектрической проницаемости, вне зависимости от плотности [9, 13], что на практике не поддается учету. Это приводит к сложностям в определении скоростной модели среды. Лучшим способом решения этой проблемы, безусловно, является применение метода ОГТ [9,14].

Благодарности. Авторы работы благодарят своих коллег по 64-й Российской антарктической экспедиции Г.А. Дешевых, А.В. Миракина, А.Н. Николаева, А.А. Четверову за помощь в выполнении полевых работ, а также ООО «Геофизпоиск» за предоставленную геофизическую и геодезическую аппаратуру, уважаемого рецензента за критические и конструктивные замечания, учет которых улучшил настоящую статью. Работы выполнены при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 18-05-00421.

Acknowledgments. The authors are grateful to their colleagues in the 64th Russian Antarctic expedition G.A. Desevykh, A.V. Mirakin, A.N. Nikolaev, A.A. Chetverova for the help in performance of field works, and also to LLC Geofizpoisk for the provided geophysical and geodetic equipment. This scientific work was executed at financial support of RFBR, research project No. 18-05-00421.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Попов С.В., Поляков С.П.* Георадарное лоцирование трещин в районе российских антарктических станций Прогресс и Мирный (Восточная Антарктида) в сезон 2014/15 года // Криосфера Земли. 2016. Т. XX. № 1. С. 90–98.

2. *Попов С.В., Эберляйн Л.* Опыт применения георадара для изучения строения снежно-фирновой толщи и грунта Восточной Антарктиды // Лед и Снег. 2014. Т. 54. № 4. С. 95–106.

3. *Annan A.P.* GPR – History, Trends, and Future Developments // Subsurface Sensing Technologies and Applications. 2002. V. 3. № 4. P. 253–270. doi:10.1023/A:1020657129590.

4. *Arcone S.A., Delaney A.J.* GPR images of hidden crevasses in Antarctica // Proceedings of 8th Int. Conference on Ground Penetrating Radar. Gold Coast, Australia. SPIE. 2000. V. 4084. P. 760–765. doi:10.1117/12.383512.

5. *Eder K., Reidler C., Mayer C., Leopold M.* Crevasse detection in Alpine areas using ground penetrating radar as a component for a mountain guide system // The International Archives of the Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences. 2008. V. XXXVII. Part B8. P. 837–841.

6. *Singh K.K, Negi H.S, Ganju A., Kulkarni A. V., Kumar A., Mishra V.D., Kumar S.* Crevasses detection in Himalayan glaciers using ground-penetrating radar // Current Science. 2013. V. 105. № 9. P. 1288–1295.

7. *Zamora R., Casassa G., Rivera A., Ordenes F., Neira G., Araya L., Mella R., Bunster C.* Crevasse detection in glaciers of southern Chile and Antarctica by means of ground penetrating radar // IAHS Processings. 2005. V. 318. P. 153–162.

8. *Суханова А.А., Попов С.В., Григорьева С.Д.* Инженерные изыскания, направленные на организацию всесезонной трассы в районе российской станции Прогресс, Восточная Антарктида, в сезон 63-й РАЭ (2017/18 г.) // Сборник докладов международной научной конференции «Третьи Виноградовские чтения. Грани гидрологии». СПб.: Наукоемкие технологии, 2018. С. 797–800.

9. *Мачерет Ю.Я.* Радиозондирование ледников. М.: Научный мир, 2006. 392 с.

10. *Попов С.В.* Определение диэлектрической проницаемости по годографам дифрагированных волн в рамках модели наклонно-слоистой среды // Криосфера Земли. 2017. Т. XXI. № 3. С. 83–87. doi: 10.21782/KZ1560-7496-2017-3(83-87).

11. *Войтковский К.Ф.* Основы гляциологии. М.: Наука, 1999. 256 с.

12. *Cuffey K.M., Paterson W.S.B.* The physics of glaciers. Butterworth-Heinemann, Elsevier, 2010. 693 p.

13. *Глазовский А.Ф., Мачерет Ю.Я.* Вода в ледниках: Методы и результаты геофизических и дистанционных исследований. М.: ГЕОС, 2014. 528 с.

14. *Попов С.В., Поляков С.П., Пряхин С.С., Мартьянов В.Л., Лукин В.В.* Строение верхней части ледника в районе планируемой взлетно-посадочной полосы станции Мирный, Восточная Антарктида (по материалам работ 2014/15 года) // Криосфера Земли. 2017. Т. XXI. № 1. С. 73–84. doi: 10.21782/KZ1560-7496-2017-1(73-84).

15. *Looyenga H.* Dielectric constants of heterogeneous mixture // Physica. 1965. V. 31. № 3. P. 401–406.

16. *Котляков В.М., Мачерет Ю.Я., Сосновский А.В., Глазовский А.Ф.* Скорость распространения радиоволн в сухом и влажном снежном покрове // Лед и Снег. 2017. Т. 57. № 1. С. 45–56. doi: org/10.15356/2076-6734-2017-1-45-56.

17. *Warren C., Giannopoulos A., Giannakis I.* gprMax: Open source software to simulate electromagnetic wave propagation for Ground Penetrating Radar // Comput. Phys. Commun. 2016. V. 209. P. 163–170. doi:10.1016/j.cpc.2016.08.020.

REFERENCES

1. *Popov S.V., Polyakov S.P.* Ground-penetrating radar sounding of the ice crevasses in the area of the Russian Stations Progress and Mirny (East Antarctica) during the field season of 2014/15. Earth's Cryosphere. 2016, XX, 1: 82–90.

2. *Popov S.V., Eberlein L.* Investigation of snow-firn thickness and ground in the East Antarctica by means of geophysical radar. *Led I Sneg.* Ice and Snow. 2014, 54, 4: 95–106. [In Russian].

3. *Annan A.P.* GPR – History, Trends, and Future Developments. Subsurface Sensing Technologies and Applications. 2002, 3, 4: 253–270. doi:10.1023/A:1020657129590.

4. *Arcone S.A., Delaney A.J.* GPR images of hidden crevasses in Antarctica. Proceedings of 8th Int. Conference on Ground Penetrating Radar. Gold Coast, Australia. SPIE. 2000, 4084: 760–765. doi:10.1117/12.383512.

5. *Eder K., Reidler C., Mayer C., Leopold M.* Crevasse detection in Alpine areas using ground penetrating radar as a component for a mountain guide system. The International Archives of the Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences. 2008, XXXVII, Part B8: 837–841.

6. *Singh K.K, Negi H.S, Ganju A., Kulkarni A. V., Kumar A., Mishra V.D., Kumar S.* Crevasses detection in Himalayan glaciers using ground-penetrating radar. Current Science. 2013, 105: 1288–1295.

7. *Zamora R., Casassa G., Rivera A., Ordenes F., Neira G., Araya L., Mella R., Bunster C.* Crevasse detection in glaciers of southern Chile and Antarctica by means of ground penetrating radar. IAHS Processings. 2005, 318: 153–162.

8. *Sukhanova A.A., Popov S.V., Grigoreva S.D.* Sbornik dokladov mezhdunarodnoi nauchnoi konferentsii "Tret'i Vinogradovskie chteniia. Grani gidrologii". Engineering investigations aimed at organizing a round-year logistic route at the area of the Progress station (Russia) during the field season of the 63rd RAE (2017/2018). Processings of the international scientific conference "Third Vinogradov's symposium". St. Petersburg: Naukoemkie tekhnologii, 2018: 797–800 [In Russian].

9. *Macheret Yu.Ya. Radiozondirovanie lednikov.* Radio-echo sounding of glaciers. Moscow: Nauchnyi Mir, 2006: 392 p. [In Russian].

10. *Popov S.V.* Determination of dielectric permittivity from diffraction traveltime curves within a dipping-layer model. Earth's Cryosphere. 2017, XXI, 3: 75–79. doi: 10.21782/EC2541-9994-2017-3(75-79). [In Russian].

11. *Voitkovskiy K.F. Osnovy gliatsiologii.* Fundamentals of glaciology. Moscow: Nauka, 1999: 255 p. [In Russian].

12. *Cuffey K.M., Paterson W.S.B.* The physics of glaciers. Butterworth-Heinemann, Elsevier, 2010: 693 p.

13. *Glazovsky A.F., Macheret Yu.Ya. Voda v lednikakh: Metody i rezul'taty geofizicheskikh i distantsionnykh issledovaniy.* Water in glaciers: Methods and results of geophysical and remote sensing studies. Moscow: GEOS, 2014: 528 p. [In Russian].

14. *Popov S.V., Polyakov S.P., Pryakhin S.S., Mart'yanov V.L., Lukin V.V.* The structure of the upper part of the glacier in the area of a snow-runway of Mirny Station, East Antarctica (based on the data collected in 2014/15 field season). *Kriosfera Zemli.* Earth's Cryosphere. 2017, XXI, 1: 67–77. doi: 10.21782/EC2541-9994-2017-1(67-77).

15. *Looyenga H.* Dielectric constants of heterogeneous mixture. Physica. 1965. 31, 3: 401–406.

16. *Kotlyakov V.M., Macheret Y.Y., Sosnovsky A.V., Glazovsky A.F.* Speed of radio wave propagation in dry and wet snow. *Led I Sneg.* Ice and Snow. 2017, 57, 1: 45–56. [In Russian]. doi.org/10.15356/2076-6734-2017-1-45-56.

17. *Warren C., Giannopoulos A., Giannakis I.* gprMax: Open source software to simulate electromagnetic wave propagation for Ground Penetrating Radar. Comput. Phys. Commun. 2016, 209: 163–170. doi:10.1016/j.cpc.2016.08.020.

УДК 550(.8.05+382) (99-11) DOI: 10.30758/0555-2648-2019-65-2-212-231

УНИКАЛЬНЫЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ СТРУКТУРЫ РАЙОНА КУПОЛА ЛОУ И ЛЕДНИКОВ ВАНДЕРФОРДА И ТОТТЕНА (ЗЕМЛЯ УИЛКСА) ПО ДАННЫМ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Д.А. ГОЛЫНСКИЙ, А.В. ГОЛЫНСКИЙ*

Всероссийский научно-исследовательский институт геологии и минеральных ресурсов Мирового океана имени академика И.С. Грамберга (ВНИИОкеангеология)

**Dmitry.A.Golynsky@gmail.com*

UNIQUE GEOLOGICAL STRUCTURES OF THE LAW DOME AND VANDERFORD AND TOTTEN GLACIERS REGION (WILKES LAND) DISTINGUISHED BY GEOPHYSICAL DATA

D.A. GOLYNSKY, A.V. GOLYNSKY*

Academician I. S. GRAMBERG All-Russia Scientific Research Institute for Geology and Mineral Resources of the World Ocean (VNIIOkeangeologia)

**Dmitry.A.Golynsky@gmail.com*

Received May, 22, 2019 *Accepted June, 26, 2019*

Keywords: gravity information, magnetic anomalies, radar surveys, remanent magnetization, rift.

Summary

Wilkes Land is a key region for Gondwana reconstruction, however it remains one of the largest regions on Earth with poorest knowledge of geology. This study comprehensively reviews the ICECAP/IceBridge geophysical data for the Law Dome region including Vanderford and Totten adjacent glaciers over Wilkes Land and their role in obtaining new insight on the East Antarctic geology hidden under the ice cover. We analyzed more than 100,000 line kilometers of new magnetic, gravity and subglacial bedrock topography data that are available through the National Snow and Ice Data Center (USA). The newly acquired data supports our previous idea of the continuous rift structure existence at the southern boundary of Law Dome that runs between Vanderford and Totten Glaciers. The rift length exceeds 400 km and width varies from 50 to 100 km. In accordance with results of depth to Moho estimations and density modelling, for axial part of the rift it is characteristic an essential thinning of the Earth crust thickness, it is raised up to 24–26 km and continue to be elevated along entire length of this structure. The thickness of sedimentary rocks within the rift exceeds 3 km, their high density

Citation: *Golynsky D.A., Golynsky A.V.* Unique geological structures of the Law dome and Vanderford and Totten glaciers region (Wilkes Land) distinguished by geophysical data. *Problemy Arktiki i Antarktiki*. Arctic and Antarctic Research. 2019, 65, 2: 212–231. [In Russian]. doi: 10.30758/0555-2648-2019-65-2-212-231

probably evidence that they were formed during Late Paleozoic – Early Mesozoic. The results of our investigations support tectonic nature of this structure as continuous rift developed since the Mesozoic extension phase (~160 Ma) of the Wilkes Land continental margin. Second distinctive structure is the strong reversely magnetized Law Dome magnetic anomaly with an area of about 9,500 km^2. This anomaly would map out one of the largest mafic/ultramafic intrusions of the Earth, similar in extent to Norway's Bjerkreim-Sokndal layered intrusion, the Coompana Block gabbro in Australia, or even the granitic-gneiss complex in the Adirondack Mountains of North America.

Поступила 22 мая 2019 г. *Принята к печати 26 июня 2019 г.*

Ключевые слова: гравиметрическая информация, магнитные аномалии, остаточная намагниченность, радиолокационная съемка, рифт.

В работе анализируются геофизические данные проекта ICECAP/IceBridge для района купола Лоу на Земле Уилкса, которые подтверждают ранее высказанную идею о существовании рифтогенной структуры, подстилающей ледники Вандерфорда и Тоттена. Протяженность рифта превышает 400 км, а его ширина варьирует от 50 до 100 км. Результаты расчетов глубин до поверхности Мохоровичича свидетельствуют, что для осевой части рифта характерно существенное утонение коры до 24–26 км. Мощность осадочных отложений в пределах рифта превышает 3 км. Интенсивная отрицательная магнитная аномалия на куполе Лоу обусловлена обратным намагничением пород, ее площадь составляет порядка 9500 км^2. Как наиболее вероятный источник аномалии рассматриваются породы гранитного или гранито-гнейсового состава.

ВВЕДЕНИЕ

Земля Уилкса является ключевым регионом для реконструкции Гондваны, при этом оставаясь одним из крупнейших регионов Земли, где геологическая информация непредставительна в силу незначительного количества выходов коренных пород на дневную поверхность (рис. 1). В этой связи геофизическая информация играет важную роль в понимании геологического и/или тектонического строения региона. Основные задачи исследования заключались в анализе геофизических данных международного проекта ICECAP/IceBridge с целью проверки ранее высказанной гипотезы о существовании рифтогенной структуры, подстилающей ледники Вандерфорда и Тоттена, а также нахождения наиболее вероятного объяснения интенсивной отрицательной аномалии, зарегистрированной на куполе Лоу.

Единственные выходы коренных пород региона сосредоточены на островах Уиндмилл и прилегающих обнажениях побережья Земли Уилкса (рис. 2). Здесь развиты глубоко метаморфизованные кварц-полевошпатовые плагиогнейсы, метаосадочные породы, мафические сланцы, мигматиты, кальцифиры [1]. Внедрение синкинематических плагиогранитоидов в целом совпадало по времени с зональным метаморфизмом амфиболитовой и гранулитовой фаций и пластическими деформациями в период 1340–1310 млн лет назад. Повторный метаморфизм гранулитовой фации и деформации имели место на рубеже 1210–1170 млн лет назад, сопровождавшемся внедрением чарнокитов (1163±7 млн лет). Посткинематические гранитоиды А-типа датированы возрастом 1135 млн лет. Некоторые породы содержат зерна циркона с унаследованными ядрами с возрастом 3000–2400 и 1800–1600 млн лет. Это дает основание утверждать, что территория представляет собой глубоко переработанную геологическими процессами древнюю структуру, которая может быть сопоставлена с древними складчатыми поясами Австралии [1–2].

Район ледникового купола Лоу и прилегающие территории Земли Уилкса до недавнего времени оставались одним из наименее изученных в геофизическом отноше-

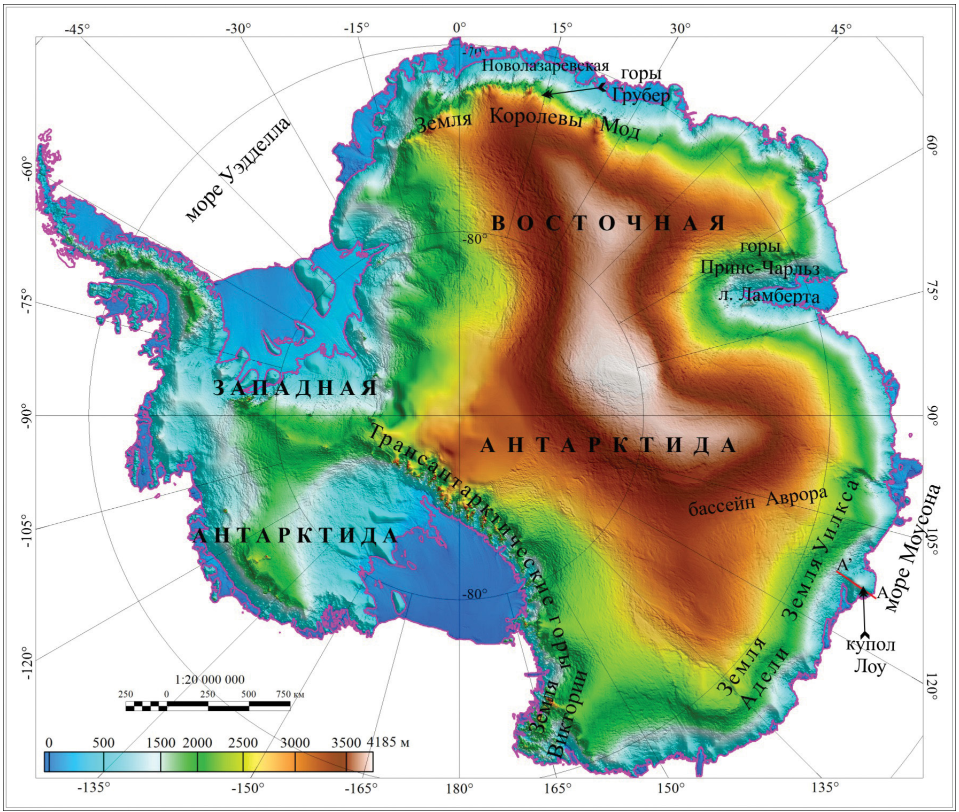

Рис. 1. Карта поверхности Антарктиды с основными географическими названиями, упоминаемыми в работе. Красной линией показано местоположение профиля ICECAP/IceBridge, используемого для плотностного и магнитного моделирования. Стрелками показаны: местоположение гор Грубер и купола Лоу

Fig. 1. Surface map of Antarctica with main geographic names mentioned in the text. Red line shows the location of the ICECAP/IceBridge profile used for density and magnetic modelling. Arrows show the location of the Gruber Mountains and Low Dome

нии регионов Восточной Антарктиды (рис. 1). Первые аэромагнитные исследования над островами Уиндмилл были выполнены во время проведения 1-й Комплексной антарктической экспедиции в 1957 году [3]. В последующие десятилетия аэромагнитные исследования не проводились вплоть до начала работ Международного полярного года 2007/08 и после его завершения, когда были выполнены высокоточные аэрогеофизические исследования в рамках международного проекта ICECAP/IceBridge. Его реализация позволила получить магнитную, гравиметрическую и радиолокационную информацию по единой сети региональных веерообразных маршрутов, а также более детальную сеть радиолокационных и магнитных наблюдений над ледником Тоттена и куполом Лоу [4–6]. Полеты осуществлялись на относительной высоте 500–600 м над дневной поверхностью от отметок 250–500 м над уровнем моря вблизи побережья до 3500–4000 м во внутриконтинентальных регионах Восточной Антарктиды.

Рис. 2. Тектоническая схема Земли Адели и Земли Уилкса [2].

Местоположение региона в пределах Антарктиды показано на врезке в правом нижнем углу. Синей линией показано местоположение профиля ICECAP/IceBridge, используемого для плотностного и магнитного моделирования

Fig. 2. Tectonic scheme of Adélie and Wilkes Lands [2].

Insert in the right low corner of the figure shows the region's location in Antarctica. Blue line shows the location of the ICECAP/IceBridge profile used for density and magnetic modelling.

Гравиметрические наземные измерения были выполнены австралийскими исследователями на островах Уиндмилл и пяти региональных маршрутах, пересекающих купол Лоу в разных направлениях [7]. Наземные радиолокационные исследования, выполненные по программе работ австралийской экспедиции в 1983–1987 гг., позволили установить наличие глубоких прогибов под ледниками Вандерфорда и Тоттена, достигающих 2525 м и 2500 м ниже уровня моря соответственно, но эти данные недоступны для использования [8–9]. По этой причине основной акцент при рассмотрении данной территории на предмет выделения здесь крупных тектонических и/или рифтогенных структур сводился к анализу доступной радиолокационной информации и спутниковых изображений RADARSAT [10–12].

Предыдущие исследования показали, что ледники Тоттена и Вандерфорда подстилаются уникальным по глубине заложения прогибом с очень крутыми бортами, а его протяженность превышает 400 км. По нашим представлениям, это свидетельствует о тектоническом происхождении данной структуры [11], представляющей собой крупный грабен или рифт, вероятно, возникший в условиях деструкции континентальной окраины Земли Уилкса, начиная с позднеюрского времени (~160 млн лет). Дополнительным аргументом в пользу рифтогенной природы структуры ледников Вандерфорда и Тоттена служат многократно зарегистрированные здесь очаги землетрясений, что характерно для многих рифтовых систем мира [13–14]. В отличие от большинства рифтогенных структур Восточной Антарктиды данный рифт имеет широтное простирание [11–12].

СТРУКТУРА РИФТА ВАНДЕРФОРДА-ТОТТЕНА В СВЕТЕ СОВРЕМЕННЫХ АЭРОГЕОФИЗИЧЕСКИХ ДАННЫХ

Интеграция аэрогеофизических данных, полученных в рамках проекта ICECAP-IceBridge, совместно с материалами австралийских исследований по изучению подледного рельефа и поля силы тяжести на куполе Лоу и прилегающих территориях, включая ледники Тоттена и Вандерфорда, позволила более объективно оценить структуру предполагаемого рифта [4–6]. Эти материалы, находящиеся в открытом доступе, предоставили возможность построения в данной работе ряда геофизических и интерпретационных карт (рис. 3, *а–г*), которые служат дополнительным аргументом в пользу высказанного ранее предположения о том, что депрессия ледников Тоттена и Вандерфорда имеет тектоническую природу и образовалась в результате рифтогенеза. В первую очередь на это указывают положительные гравиметрические аномалии в редукции Буге, сконцентрированные в бортах депрессии, тогда как ее центральной оси соответствует локальный минимум (до 18–20 мГал) (рис. 3*б*).

В гравитационном поле с редукцией свободного воздуха наиболее отчетливо проявляется влияние контрастных и самых близких к уровню наблюдений плотностных границ — поверхности ледникового покрова и подледного рельефа коренных пород. Отмечается явная корреляция гравитационных аномалий с морфологией подледной топографии (рис. 3*а*). В то же время гравитационный эффект глубинных плотностных границ и возможных плотностных неоднородностей нижележащих толщ геологического разреза замаскирован. Как следует из анализа исходных аномалий в свободном воздухе и суммарного гравитационного эффекта, создаваемого рельефом коренных пород и мощностью ледникового покрова, интенсивный гравитационный минимум над ледниками Вандерфорда и Тоттена имеет не только морфологическую природу, но также свидетельствует о значительном разуплотнении земной коры на верхнем уровне. Наиболее вероятной причиной возникновения этого минимума представляется существование грабенообразной впадины, выполненной осадочными отложениями, мощность которых при избыточной плотности –0,3... 0,35 г/см^3 может достигать 4–10 км.

Для получения информации о положении магнитного фундамента на куполе Лоу и в пределах рифта использовался метод деконволюции Вернера во многоисточниковом варианте [15], реализованный в пакете программ Oasis montaj 9.3.3 [16]. Полученные расчеты свидетельствуют — мощность осадочных отложений в рифте превышает 3 км (см. рис. 4).

Для оценки мощности земной коры и создания карты поверхности Мохоровичича использовались гравитационные аномалии в редукции Буге, данные о подледном коренном рельефе и зависимость между ними и толщиной коры (рис. 3*г*). В основе выполненных построений лежит принцип изостатической компенсации региональной

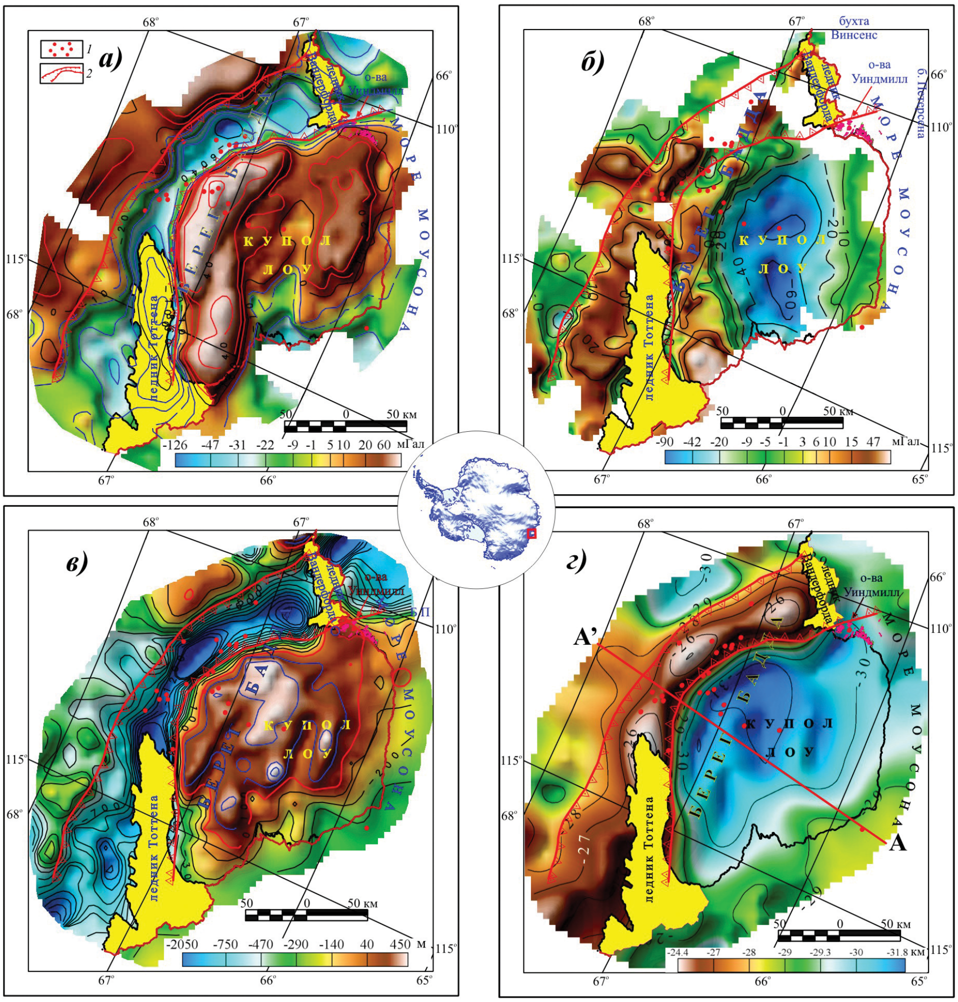

Рис. 3. Геофизические карты для района развития рифта Вандерфорда-Тоттена.

а) — гравиметрическая карта в редукции свободного воздуха: *1* — эпицентры землетрясений; *2* — границы рифта Вандерфорда-Тоттена; *б*) — гравиметрическая карта в редукции Буге, плотность промежуточного слоя — 2,67 г/см^3; *в*) — карта подледного рельефа; *г*) — карта поверхности Мохоровичича, АА’ — положение модельного профиля (см. рис. 1). Местоположение региона в пределах Антарктиды показано на врезке в центре рисунка

Fig. 3. Geophysical maps of the Vanderford and Totten rift area.

а) — Free air gravity map, *1* — earthquakes hypocenters, *2* — boundaries of Vanderford-Totten rift; *б*) — Bouguer gravity map, average density of crustal rocks — 2,67 g/cm^3; *в*) — bedrock topography map; *г*) — Moho depths map, AA’ — location of the modeling profile (see fig. 1). Insert in the centre of the figure shows the region’s location in Antarctica

топографии. Согласно теории изостазии нагрузка, создаваемая топографическими массами, уравновешивается массами компенсации или «корнями» у основания коры, а рельеф земной поверхности служит как бы зеркальным отражением подошвы земной коры и характера мегарельефа. Расчеты глубин поверхности изостатической компенсации осуществлялись с помощью программы Isostatic Residual, входящей в пакет программ Oasis montaj 9.3.3 [16].

В данной программе реализован алгоритм определения глубины компенсационных масс (по схеме Эри) и расчет гравитационного эффекта, создаваемого этими массами на уровне моря. Исходными параметрами, определяющими модель коры и влияющими на результаты вычислений, являются — глубина поверхности изостатической компенсации на уровне моря и контраст плотностей на границе кора–мантия. Первый из них был принят равным 32 км, оптимальными значениями второго параметра являются 0,35 г/см^3 для районов гор и разделяющих их низменных равнин. В качестве исходной информации для расчетов «изостатического» Мохо использовался грид осредненной поверхности эффективного рельефа (радиус осреднения — 80 км), полученного по цифровым моделям подледной топографии и мощности ледникового щита Антарктиды проекта BEDMAP-2 [17]. Таким образом, учитывалась не только нагрузка известных топографических масс, но и дополнительная нагрузка, создаваемая толщей ледника.

Определение глубин залегания поверхности Мохоровичича с использованием принципа изостазии позволило составить представление о мощности земной коры и рельефе ее поверхности не только для района купола Лоу, но и для всей съемки проекта ICECAP/IceBridge. Как видно на рисунке 3*г*, поверхность изостатического Мохо характеризуется изменением глубин от 24 км до 32 км. Минимальные значения отмечаются под осевой частью грабенообразной структуры ледников Вандерфорда и Тоттена, которую в целом оконтуривает изогипса 27 км. В бортах мощность земной коры достигает 32 км.

При построении модели глубинного строения района ледников Вандерфорда и Тоттена были использованы гравиметрические, магнитометрические и радиолокационные данные регионального профиля программы ICECAP/IceBridge, который проходит через рассматриваемую территорию в субмеридиональном направлении примерно вдоль 113° в.д. (см. рис. 3*г*). Моделирование источников гравитационных (рис. 5*а*) и магнитных аномалий (рис. 5*б*), а также построение плотностного разреза земной коры было выполнено по всей длине этого профиля. Подбор плотностной модели осуществлялся по аномалиям Буге (см. рис. 3*б*), которые характеризуют общее влияние мощности коры и особенности изменения плотности пород в ее пределах. Отсутствие информации о мощности водного слоя в районе развития шельфовых ледников Тоттена и Вандерфорда приводит к ошибочным значениям аномалий в редукции Буге, которые маскированы. Моделирование гравитационных и магнитных аномалий выполнялось нами с помощью программы GM-SYS, реализующей алгоритм решения прямой задачи в 2,5-мерном (2.5-D) варианте в режиме последовательных итераций [16].

Выше отмечалось, что единственные выходы коренных пород в исследуемом регионе сосредоточены на островах Уиндмилл и на прилегающем к ним побережье Земли Уилкса. Породы представлены метаосадочными и интрузивными образованиями мезопротерозойского возраста (1350–1160 млн лет) и рассматриваются в качестве аналога орогенного подвижного пояса мезо-неопротерозойского возраста (1350–1140 млн лет) Олбани-Фразер в Западной Австралии, представленного четырьмя литолого-тектоническими зонами и/или комплексами [1, 6]. Три из них, преимущественно осадочного происхождения, формируют комплекс Олбани, тогда

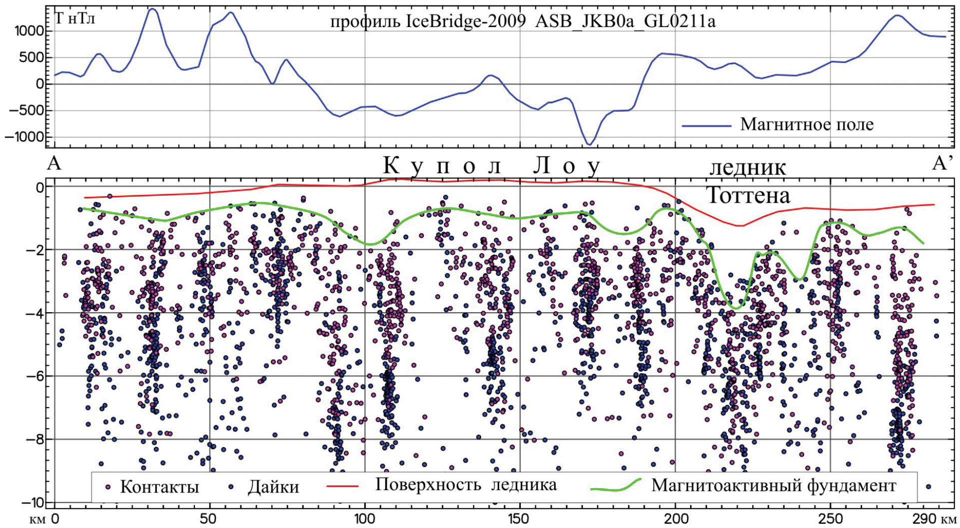

Рис. 4. Результаты расчета глубин до магнитоактивных источников с помощью метода деконволюции Вернера вдоль линии аэромагнитного профиля АА' (см. рис. 3*г* и рис. 6*а*)

Fig. 4. Depths estimation results to magnetic sources by using the Werner deconvolution method along aeromagnetic profile AA' (see Fig. 3*г* & Fig. 6*а*)

как комплекс Фрэзер состоит из нескольких тектонических пластин и массивов, сложенных мафическими метаморфическими породами [1].

Информация о петрофизических свойствах горных пород островов Уиндмилл отсутствует, что справедливо и для сейсмических данных, которые крайне ограничены на антарктическом континенте и в основном сосредоточены на континентальной окраине Антарктиды. В отсутствие прямых данных о физических свойствах горных пород по району ледников Вандерфорда и Тоттена при построении исходной модели были приняты среднестатистические значения плотности для консолидированной земной коры — 2,75 г/см^3 (в верхней части) и 2,95 г/см^3 (в нижней части); для верхней мантии — 3,3 г/см^3. Модельные плотности осадочных отложений, заполняющих грабен, составили 2,15 г/см^3 для верхней толщи, 2,5 г/см^3 — для нижней и 0,9 г/см^3 — для льда.

Главной структурной особенностью строения коры, выявленной в процессе моделирования, является грабен ледников Вандерфорда и Тоттена глубиной не менее 4–10 км. Грабен заполнен осадочными отложениями, высокая плотность (2,5 г/см^3) которых сопоставима со значениями характерными для осадочных пород пермского грабена озера Бивер (2,28–2,78 г/см^3; среднее значение – 2,54 г/см^3) [18]. Аналогичные значения глубин залегания поверхности кристаллического основания были получены в результате кластеризации расчетных глубин магнитоактивных источников по методу деконволюции Вернера.

Как и морфологическая впадина ледников Вандерфорда и Тоттена, грабен имеет асимметричное строение: крутой северный борт, ограниченный сбросом, и более пологий южный (рис. 3*в*). Результат плотностного моделирования свидетельствует о том, что грабен может рассматриваться в качестве пограничной структуры между северным и южным блоками земной коры, имеющими заметно различающийся состав.

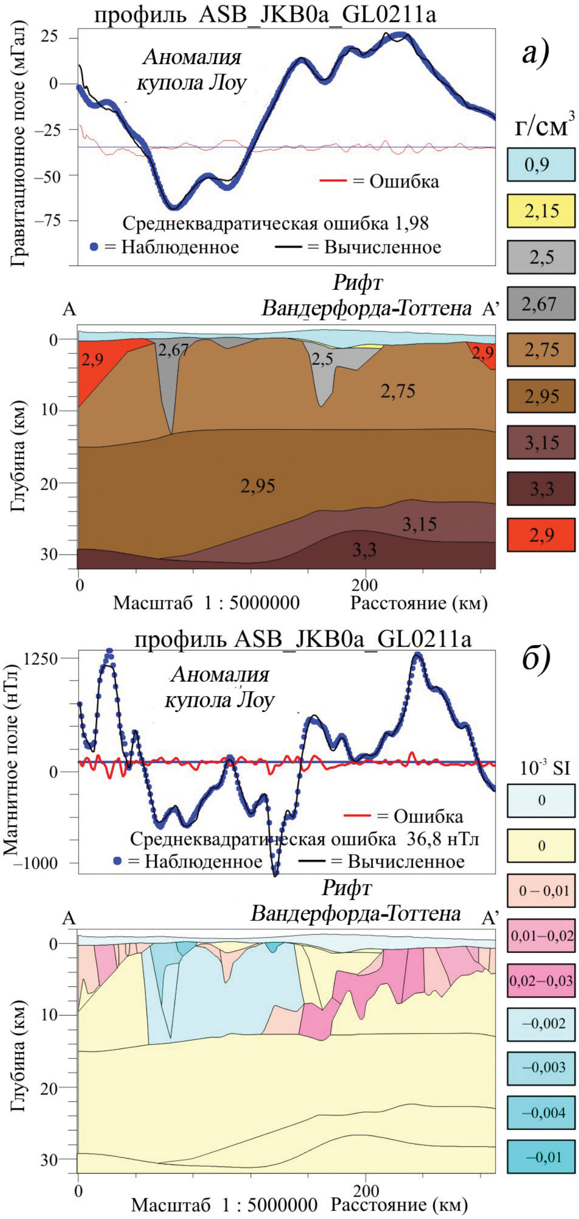

Рис. 5. Плотностная (*а*) и магнитная (*б*) модели земной коры вдоль маршрута проекта IceBridge на Земле Уилкса. Плотности слоев даны в г/см³, магнитная восприимчивость тел в 10-3 SI

Fig. 5. Earth crust density (*а*) and magnetic (*б*) models of the IceBridge profile over Wilkes Land. Density layers are in g/sm³, magnetic susceptibility of bodies is in 10-3 SI

Как отмечалось выше, для данной структуры характерно присутствие очагов землетрясений, которые в основном сконцентрированы в осевой части рифта, но отмечаются и в бортах депрессии [13–14]. На данный момент времени здесь зафиксировано свыше 30 событий, а магнитуда землетрясений варьирует от 3,9 до 5,8 баллов (см. рис. 3*а*). Очаги землетрясений сконцентрированы в верхней части земной коры, как правило, в диапазоне глубин 8–10 км, но отмечены единичные случаи, когда эпицентры были зарегистрированы на глубине порядка 33 км. Следует также признать, что достоверность определения глубин очагов землетрясений крайне низка и некоторые из них могут быть связаны с подвижками ледника и с процессом откалывания айсбергов от ледяного барьера [14].

Существующая сеть аэромагнитных маршрутов из проекта ICECAP/IceBridge для района купола Лоу и обрамляющих ледников неравномерна и это, несомненно, вызывает определенные трудности при их анализе и обобщении (рис. 6*а*) [5–6, 19]. Весьма вероятно, что в ряде случаев появление региональных аномалий (до 50 км в поперечнике) обусловлено большим межмаршрутным расстоянием. Это наглядно видно для пояса положительных аномалий в прибрежной части территории, где даже существующая сеть маршрутов демонстрирует наличие значительного числа короткопериодных аномалий, объединяемых при гридировании информации в одну региональную зону. В какой-то мере указанная проблема существует и в отношении региональной магнитной аномалии, расположенной к югу от центральной части рифта Вандерфорда и Тоттена (рис. 6*б*).

Обращает на себя внимание высокая интенсивность аномалий (до 1600 нТл) в прибрежном поясе. В восточной части территории он находится в пределах континента, а в западной — смещается на шельф моря Моусона, где в соответствии с гидромагнитной информацией близкие по интенсивности аномалии зарегистрированы в районе банки Петерсена (см. рис. 3). Наиболее вероятно, что эти аномалии представляют собой восточное продолжение аномалии Восточно-Антарктической континентальной окраины, прослеженной из района моря Уэдделла [19–21]. На всем ее протяжении она практически везде, за исключением района станции Новолазаревская, где аномалия картируется на побережье Земли Королевы Мод, отвечает шельфу и континентальному склону (см. рис. 1). Таким образом, данные проекта ICECAP/IceBridge фиксируют второй случай проникновения данной протяженной аномалии на побережье Восточной Антарктиды. Существующие геофизические данные позволяют связывать эту аномалию с магматическими интрузиями, внедрившимися на рифтогенной стадии преобразования континентальной окраины в пределах обширной области растяжения [22–23]. Их внедрение происходило в начальный момент деструкции Восточной Гондваны и отделения Австралии от Антарктиды.

В целом же характер распределения аномалий магнитного поля над выделяемым рифтом достаточно сложен и неоднозначен (рис. 6*б*). Для восточной части рифта, отвечающей леднику Тоттена, характерно наличие доминирующего минимума, осложненного в прибрежной части двумя интенсивными (> 900 нТл) положительными аномалиями изометричной формы, что, по всей вероятности, свидетельствует об их интрузивной природе. Борта структуры характеризуются наличием положительных аномалий, которые варьируют по форме, протяженности и интенсивности. Наиболее интенсивные аномалии сосредоточены в северном борту, здесь их интенсивность достигает 800 нТл. Для южного борта характерны более короткопериодные аномалии (5–7 км), чем для северного, их интенсивность заметно падает (до 550 нТл). Признаки линейности в распределении аномалий здесь отмечаются только в наиболее удаленной от побережья части ледника Тоттена.

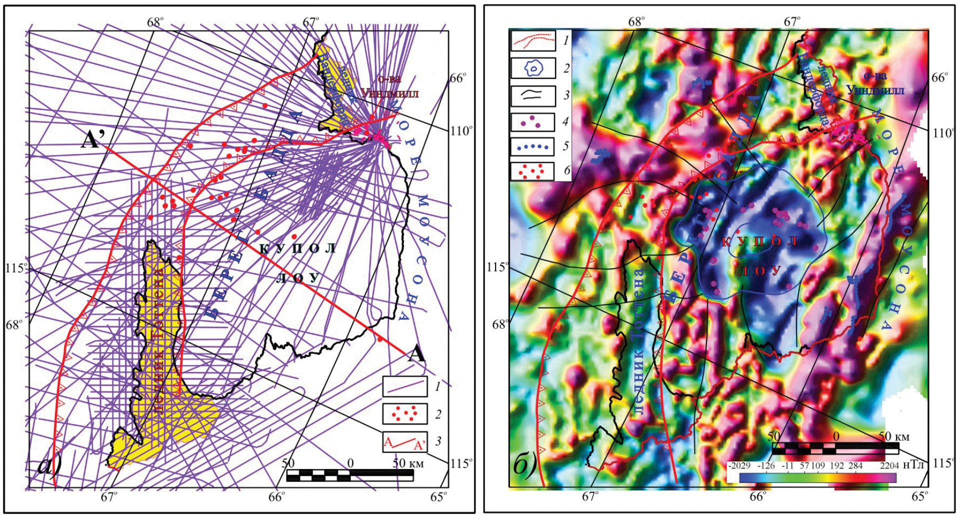

Рис. 6. Аэромагнитные данные по проекту ICECAP/IceBridge.

а) — схема аэромагнитных маршрутов: *1* — маршруты; *2* — эпицентры землетрясений; *3* — местоположение маршрута AA', использованного для расчетов глубин до магнитоактивных источников (см. рис. 4); *б*) — карта аномального магнитного поля с элементами интерпретации: *1* — границы рифта Вандерфорда-Тоттена; *2* — аномалия купола Лоу; *3* — линии нарушения структуры аномального магнитного поля (разломы); *4* — эпицентры интенсивных отрицательных аномалий; *5* — эпицентры интенсивных положительных (> 1000 нТл) аномалий; *6* — эпицентры землетрясений

Fig. 6. Aeromagnetic data of the ICECAP/IceBridge project.

a) — Scheme of aeromagnetic profiles: *1* — profiles; *2* — hypocenters of earthquakes; *3* — location of AA' profile used for depths estimation to magnetic sources (see Fig. 4); *б*) — Magnetic anomaly map with interpretation elements: *1* — boundary of the Vanderford-Totten rift; *2* — Law Dome anomaly; *3* — faults; *4* — hypocenters of intense negative anomalies; *5* — hypocenters of intense positive anomalies; (> 1000 nT); *6* — hypocenters of earthquakes

МАГНИТНАЯ АНОМАЛИЯ КУПОЛА ЛОУ

На куполе Лоу закартировано уникальное явление — кольцевая система интенсивных отрицательных магнитных аномалий, с отдельными экстремумами до –2070 нТл [6, 19, 23]. Ширина этой практически идеально округлой аномалии, названной аномалией купола Лоу (АКЛ), составляет 110–115 км, в ее центре расположена слегка вытянутая положительная аномалия с интенсивностью 100–165 нТл (см. рис. 6*б*). К ней с востока примыкает практически аналогичная аномалия, которая нарушает целостность структуры АКЛ. В восточной части АКЛ имеется продолжение отрицательной аномалии вдоль береговой черты, но здесь этот линейный минимум, по всей вероятности, выступает в роли сопряженного с аномалией континентальной окраины, его амплитуда заметно падает и не превышает –500 нТл.

К югу от ледников Вандерфорда и Тоттена зафиксирован протяженный магнитный пояс (~ 650 км), состоящий из 8 отрицательных аномалий, имеющих различную форму, направление и интенсивность [23]. Это еще одно из самых загадочных явлений, зафиксированных в Восточной Антарктиде в ходе реализации проекта ICECAP/IceBridge [6, 19]. Эти аномалии были интерпретированы как интрузии, обладающие низкой намагниченностью (low-mag intrusions) [6]. Пространственно они были приурочены к антарктическому аналогу пояса Олбани-Фрэзер в Австралии, но речь об обратной намагниченности данных интрузий не велась.

Соотношение всех зарегистрированных минимумов АКЛ таково (см. рис. 6*б*), что они не могут рассматриваться в качестве сопряженных с близрасположенным положительным аномалиям, амплитуда которых не превышает первые сотни нТл. Здесь явно имеет место эффект обратной намагниченности горных пород, а амплитуда зафиксированной отрицательной аномалии указывает на очень высокую остаточную намагниченность. По своей амплитуде она сопоставима с аномалиями, закартированными над джеспилитами в районе гор Принс-Чарльз [20]. Тот факт, что АКЛ была зафиксирована на удалении 1300–1800 м от поверхности коренного рельефа, делает ее уникальным объектом для дальнейшего изучения и детализации.

Результаты расчетов о положении магнитного фундамента на куполе Лоу с использованием метода деконволюции Вернера показывают хорошее совпадение верхних кромок магнитоактивных источников с подледным рельефом и демонстрируют значительную глубину их распространения (до 8–10 км).

Моделирование магнитных аномалий на куполе Лоу осуществлялось после завершения плотностного моделирования, и в нем использовались все основные внутрикоровые границы, полученные в результате плотностного подбора (рис. 5*а*). Основной акцент при моделировании был сделан на моделировании источников АКЛ в верхней части разреза земной коры, представляющей собой сложнопостроенную интрузию с различной обратной намагниченностью. В отличие от плотностной модели, где горизонтальные размеры основного источника с плотностью 2,67 г/см^3 не превышают 40 км, для магнитной модели они составляют порядка 100 км, при этом в центральной части присутствует локальный объект в верхней части разреза с прямой полярностью намагничения.

В Восточной Антарктиде до недавнего времени был известен лишь единственный случай, когда была зафиксирована аналогичная АКЛ, но еще более интенсивная отрицательная аномалия [24]. Ее интенсивность в соответствии с информацией по проекту «Трансект Земли Уилкса» достигает –2650 нТл, а сопутствующий максимум не превышает 1200 нТл, но, как правило, значительно ниже. Однако зарубежные исследователи никак не интерпретировали эту аномалию и лишь сослались на большое удаление от коренных обнажений Трансантарктических гор, заявив при этом, что в этой связи интерпретация и затруднена.

Аэромагнитные съемки в Восточной Антарктиде были выполнены над различными геологическими образованиями, возраст которых варьирует от глубокого докембрия до кайнозоя включительно. Как ни парадоксально, нигде интенсивные отрицательные магнитные аномалии зарегистрированы не были, за исключением массива Вольтат в центральной части Земли Королевы Мод, где магнитный минимум (–620 нТл), вероятно, обусловлен анортозитовым плутоном, внедрившимся ~600 млн лет назад. Это предположение опосредованно подтверждается результатами магнитного моделирования, позволившими подобрать глубокий и контрастный минимум с помощью обратно намагниченного источника [25]. Ряд магматических пород массива Вольтат может обладать обратной намагниченностью, но подобные породы в горах Грубер изучены не были, как правило, породы массива обладают низкими значениями магнитной восприимчивости — $0{,}5 \cdot 10^{-3}$ SI.

Работа над составлением второй версии карты аномального магнитного поля Антарктики в рамках международного проекта АДМАП-2 (ADMAP-2) позволила выделить в Восточной Антарктиде 56 отрицательных магнитных аномалий, предположительно связанных с обратной намагниченностью горных пород [19, 23]. Наибольшее их количество зарегистрировано в северной части Земли Виктории, где они предположительно связаны с позднекайнозойскими вулканическими образованиями серии Мак-Мердо, обнажающимися в горах Виктории и на полуостровах Адэр, Даниелл и Халлетт [26–27]. Однако информация об обратной намагниченности данных вулканитов отсутствует [28].

Детальные петрофизические исследования горных пород, которые ассоциируются с очень интенсивными отрицательными аномалиями на Земле, крайне редки. Еще в большей степени это справедливо для пород, имеющих высокие значения естественной остаточной намагниченности, вектор которой может как совпадать с индуцированной составляющей современного поля Земли, так и быть противоположным. В качестве примеров можно привести интенсивные отрицательные аномалии, изученные в юго-западной Швеции, южной Норвегии, на возвышенности Адирондак в США и Квебеке в Канаде [29]. Во всех перечисленных случаях основным источником остаточной намагниченности служат магнитные фракции, состоящие из гемо-ильменитов и ильмено-гематитов, имеющие тонкослоистую (ламеллярную) структуру [30]. Ламеллярный магнетизм характерен для пород гранулитовой и верхней части амфиболитовой стадии метаморфизма. Амплитуда зарегистрированных минимумов может достигать –13000 нТл, как было в случае позднепротерозойской (~920 млн лет) расслоенной интрузии габбро-норитов Бьеркрейм-Сокндал в Норвегии, залегающей среди провинции анортозитов Рогаланд [29]. Размер этой интрузии составляет 230 км^2, она обладает значительными запасами руд, состав которых представлен апатитом, ильменитом, магнетитом и минералами ванадия.

Изложенная выше информация позволяет соотнести аномалию купола Лоу с расслоенной интрузией Бьеркрейм-Сокндал в Норвегии или с другими аналогичными образованиями [29]. Это возможно по той причине, что АКЛ имеет явно наложенный характер и контрастирует с сопредельными территориями. Площадь предполагаемой интрузии составляет ~9500 км^2, что ставит ее в один ряд с крупнейшими интрузиями мира: Бушвельд (66000 км^2), Стиллуотер (Монтана, 4400 км^2), Дулут (4700 км^2) и др. Если рассматривать природу аномалии купола Лоу как аналог одной из этих гигантских интрузий, то она, несомненно, представляет интерес с точки зрения поиска и разведки таких полезных ископаемых, как Cr, Pt, Pd, Fe и т.д.

Существует высокая вероятность, что АКЛ вызвана интрузией основного/ультраосновного состава, как в случае с аномалией обратной намагниченности в мезопротерозойской провинции (блоке) Кумпана (Coompana), расположенной между тремя архейскими блоками земной коры (Йилгарн, Гоулер и Масгрейв) в южной части Австралии, где интенсивность зарегистрированной аномалии достигает –3500 нТл, а ее возможный источник предполагается по данным бурения маломощных интрузивных тел [31]. Провинция Кумпана полностью перекрыта осадочными породами разновозрастных бассейнов (Офицер, Денман, Байт и Эукла), а история ее геологического развития базируется лишь на данных бурения.

Размер аномалии в провинции Кумпана составляет 53×53 км, но было отмечено, что и маломощные дайки долеритов в ряде случаев обладают обратной намагниченностью [32]. В соответствии с данными моделирования и промышленного бурения, источником локальной интенсивной отрицательной аномалии в блоке Кумпана служит интрузия габбро, залегающая на глубине 280 м [33]. Возраст габброидной интрузии не установлен, но предполагается, что он может варьировать от 1120 до 860 млн лет либо соответствовать мафическому комплексу Джилес (1050–1080 млн лет), развитому в центральной части Австралии.

Несмотря на существующие факты и приведенные выше сведения об отрицательной магнитной аномалии в блоке Кумпана, геологическая природа аномалии остается до конца не выясненной по той причине, что ей соответствует гравиметрический минимум в редукции Буге [32]. Такое соотношение позволяет высказать предположение, что ее источником служит тело, обладающее относительно низкой плотностью и высокой обратной намагниченностью. Это характерно и для АКЛ в соответствии с результатами плотностного моделирования и подбора источников магнитоактивных тел по профилю проекта ICECAP/IceBridge (см. рис. 5*а*, 5*б*). Результаты моделирования свидетельствуют, что источник гравиметрического минимума по своим размерам заметно уступает АКЛ и имеет локальное развитие.

Источниками локальных отрицательных магнитных аномалий в блоке Кумпана служат плотные тела габбро-норитов [33–34]. Как отмечают австралийские исследователи, гравиметрический минимум может быть связан с гигантской разрушенной кальдерой или диатремой либо с бассейном импактного происхождения (астроблема), как в случае бассейна Садбери в Канаде, где постимпактные магматические интрузии залегают во внешнем обрамлении бассейна [35]. Однако результаты промышленного бурения не вскрыли источник интенсивной обратно намагниченной аномалии [34]. Скважина глубиной 648 м вскрыла различные геологические формации, а в нижней ее части были задокументированы полнокристаллические граниты, по петрофизическим свойствам они не могут рассматриваться источником аномалии, который находится, вероятно, на более значительной глубине, чем породы фундамента.

Схожие по интенсивности аномалии, но несколько меньшие по размерам (до 45 км в поперечнике) отмечены также в протерозойском поясе Олбани-Фрэзер и бассейне Офицер, расположенном к северу от блока Кумпана, но их природа также не установлена, предполагается, что они были сформированы синхронно. Следует также отметить, что пояс Олбани-Фрэзер и блок Кумпана в дораскольной Гондване непосредственно примыкали к рассматриваемой территории Земли Уилкса [1, 6].

Весьма возможно, что источник аномалий обусловлен щелочными интрузиями, в которых, как правило, достаточно много магнитных минералов и они достаточно пористые (малоплотные) за счет большого количества флюидной составляющей при кристаллизации и практически всегда имеют округлую форму в плане. В качестве примера можно привести Ильмено-Вишневогорский щелочной массив Урала площадью около 700 км^2 [36]. Протерозойские (преимущественно мезопротерозойские) щелочные породы (например, карбонатиты) широко распространены в Индии, Африке и Австралии, но Антарктиде «настоящие» щелочные породы не известны вплоть до начала палеозоя [37].

Наиболее вероятно, что источником аномалии купола Лоу могут служить крупные массивы гранитного или гнейсо-гранитного состава, плотность которых варьирует в широких пределах от 2,55 до 2,68 г/см^3, но в среднем составляет 2,59 г/см^3 для гранитов и 2,61 г/см^3 для гнейсо-гранитов [38]. Мигматит-гранитовые формации характеризуются выдержанной плотностью, преимущественно равной 2,6–2,65 г/см^3. Их магнитная восприимчивость также варьирует в широких пределах и зависит от условий формирования пород. В качестве примера можно привести среднепротерозойские микроклин-силлиманит-кварцевые гранито-гнейсы из пояса Расселл в горах Адирондак, США, которые ассоциируются с крупной отрицательной аномалией –2000 нТл, ее закартированные размеры составляют 15×3 км [39]. Естественная остаточная намагниченность этих высокометаморфических пород обусловлена ламеллярным магнетизмом и присутствием гемо-ильменитов и ильмено-гематитов.

ВЫВОДЫ

Использованные материалы проекта ICECAP/IceBridge показывают, что ширина рифта Вандерфорда-Тоттена в среднем составляет 50–55 км, но на востоке она увеличивается до ~100 км, и здесь явно присутствуют признаки для выделения внутренних горстов и грабенов. Протяженность рифта превышает 400 км, но не исключено, что он продолжается и на шельфе моря Моусона, не только в районе глубоководной бухты Винсенс и островов Уиндмилл, где по данным альтиметрии выделяется крупный разлом северо-западного простирания, но и на востоке территории. Кроме того, глубокие протяженные прогибы шириной 30–40 км примыкают к рифту с запада и востока и могут рассматриваться как оперяющие разломы. Приведенные расчеты поверхности Мохоровичича и результаты моделирования свидетельствуют об утонении земной коры в пределах рифта до значений 24–26 км, тогда как в бортах структуры мощность коры достигает 30–32 км. Мощность осадочных отложений достигает 4–10 км, а их высокая плотность, вероятно, свидетельствует об их формировании в позднем палеозое — начале мезозоя, как, например, в рифте ледника Ламберта, где осадочные породы формировались начиная с пермского времени. Результаты проведенных исследований подтверждают ранее высказанное предположение о тектоническом происхождении данной структуры, представляющей собой крупный рифт, вероятно, возникший в результате мезозойской фазы растяжения континентальной окраины Земли Уилкса начиная с позднеюрского времени (~160 млн лет).

На данной стадии изученности следует констатировать, что источником АКЛ не может рассматриваться мощная интрузия основного или ультраосновного состава, как расслоенная, так и единой плутонической ассоциации. Импактное происхождение источника аномалии, видимо, также следует исключить из рассмотрения, так как если аномалию купола Лоу в отдельности и можно было бы объяснить падением крупного небесного тела, то природу протяженного пояса интенсивных отрицательных аномалий, расположенного к югу от купола Лоу, — маловероятно. Наиболее вероятным источником аномалии купола Лоу могут служить крупные массивы гранитного или гнейсо-гранитного состава.

Благодарности. Мы признательны коллегам Техасского университета (США) в Остине за возможность использования геофизических данных по проекту ICECAP/IceBridge. Д.А. Голынский участвовал в работе при поддержке Российского научного фонда (проект № 16-17-10139). Мы благодарны двум рецензентам за их полезные комментарии.

Acknowledgements. We are thankful to colleagues of the Texas University (USA) at Austin for possibility to use the ICECAP/IceBridge project geophysical data. D.A. Golynsky got support from the Russian Science Foundation (project № 16-17-10139). We are thankful reviewers for their helpful comments.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Fitzsimons I.C.W.* Proterozoic basement provinces of southern and southwestern Australia, and their correlation with Antarctica // Proterozoic East Gondwana: supercontinent assembly and breakup / Yoshida M. et al. (eds.)Geological Society of London. 2003. V. 206. P. 93–130.

2. *Grikurov G.E., Leychenkov G.L.* Tectonic Map of Antarctica. 1: 10 M Scale, CGMW, Paris. 2012. 1 Sheet. URL: https://ccgm.org/en/catalogue/125-carte-tectonique-de-l-antarctique-9782917310151.html (дата обращения 27.06.2019).

3. *Глебовский Ю.С.* Основные результаты мелкомасштабной аэромагнитной съемки, проведенной к югу от шельфового ледника Шеклтона // Бюллетень Советской антарктической экспедиции. 1959. № 12. С. 37–40.

4. *Blankenship D.D., Kempf S., Young D.* IceBridge HiCARS 2 L2 Geolocated Ice Thickness. Version 2. Boulder, Colorado USA: NASA DAAC at the National Snow and Ice Data Center. 2012. URL: http://nsidc.org/data/ir2hi2.html (дата обращения 27.06.2019).

5. *Blankenship D.D., Kempf S., Young D.* IceBridge Geometrics 823A Cesium Magnetometer L2 Geolocated Magnetic Anomalies. Version 1. [2011_AN_UTIG] // Boulder, Colorado USA: NASA DAAC at the National Snow and Ice Data Center. 2012. doi:10.5067/TO7WLC72UMAQ.

6. *Aitken A.R.A., Young D.A., Ferraccioli F., Betts P.G., Greenbaum J.S., Richter T.G. et al.* The subglacial geology of Wilkes Land, East Antarctica // Geophysical Research Letters. 2014. V. 41. P. 2390–2400. doi:10.1002/2014GL059405.

7. *Lindsay T.* Gravity and Elevation Data Acquisition in the Casey Region. Australian Antarctic Data Centre. 2000. doi:10.4225/15/583bbca96e2fd.

8. *Davis E.R., Jones D.J., Morgan V.I., Young N.W.* A survey of the Vanderford and Adams Glaciers in East Antarctica // Annals of Glaciology. 1986. V. 8. P. 197.

9. *Young N., Malcolm P., Mantell P.* Mass flux and dynamics of Totten Glacier, Antarctica // Annals of Glaciology. 1989. V. 12. P. 219–219.

10. *Jezek K.C.* Glaciological properties of the Antarctic ice sheet from RADARSAT-1 synthetic aperture radar imagery // Annals of Glaciology. 1999. V. 29. P. 286–290. doi:10.3189/172756499781820969.

11. *Голынский А.В., Голынский Д.А.* Рифтовые системы в тектонической структуре Восточной Антарктиды // Научные результаты российских геолого-геофизических исследований в Антарктике. Вып. 2. СПб.: ВНИИОкеангеология, 2009. С. 132–162.

12. *Голынский Д.А., Голынский А.В.* Рифтовые системы Восточной Антарктиды — ключ к пониманию распада Гондваны // Региональная геология и металлогения. 2012. № 52. С. 58–72.

13. *Reading A.M.* The seismic structure of Precambrian and early Palaeozoic terranes in the Lambert Glacier region, East Antarctica // Earth and Planetary Science Letters. 2006. V. 244. P. 44–57. doi:10.1016/j.epsl.2006.01.031.

14. *Chen X., Shearer P.M., Walter F., Fricker H.A.* Seventeen Antarctic seismic events detected by global surface waves and a possible link to calving events from satellite images // Journal of Geophysical Research. 2011. V. 116, B06311. doi:10.1029/2011JB008262.

15. *Werner S.* Interpretation of magnetic anomalies at sheet-like bodies // Sveriges Geologiska Undersok, ser C.C. Årsbok. 1953. V. 43. № 6. 130 p.

16. Oasis montaj how-to guide. Complete workflow for Oasis montaj. Toronto, Ontario, Canada: Geosoft Inc., 2014. 260 p. URL: http://updates.geosoft.com/downloads/files/how-to-guides/Oasis_montaj_Complete_Workflow.pdf (дата обращения 01.07.2019).

17. *Fretwell P. et al.* Bedmap2: improved ice bed, surface and thickness datasets of Antarctica // Cryosphere. 2013. V. 7. P. 375–393. doi:10.5194/tc-7-375-2013.

18. *Волнухин В.С., Куринин Р.Г.* Физические свойства горных пород района ледника Ламберта // Геофизические исследования в Антарктиде / Под редакцией Г.И. Гапоненко, Г.Э. Грикурова и В.Н. Масолова. Л.: Севморгеология, 1980. С. 52–58.

19. *Golynsky A.V., Golynsky D.A., Ferraccioli F., Jordan T.A., Blankenship D.D., Holt J. et al*. ADMAP-2: Magnetic anomaly map of the Antarctic (Map 1, scale 1:10 000 000). Incheon, Korea: Polar Research Institute, 2017. doi:10.22663/ADMAP.V2.

20. *Golynsky A.V., Alyavdin S.V. Masolov V.N., Tscherinov A.S., Volnukhin V.S.* The composite magnetic anomaly map of the East Antarctica // Tectonophysics. 2002. V. 347. P. 109–120. doi:10.1016/S0040-1951(01)00240-2.

21. *Golynsky A.V., Ivanov S.V., Kazankov A.Ju., Jokat W., Masolov V.N., von Frese R.R.B*. and the ADMAP Working Group. New continental margin magnetic anomalies of East Antarctica // Tectonophysics. 2013. V. 585. P. 172–184. doi:10.1016/j.tecto.2012.06.043.

22. *Leitchenkov G., Guseva J., Gandyukhin V., Grikurov G., Kristoffersen Y., Sand M., Golynsky A., Aleshkova N.* Crustal structure and tectonic provinces of the Riiser-Larsen Sea area (East Antarctica): results of geophysical studies // Marine Geophysical Researches. 2008. № 29 (2). P. 135–158. doi:10.1007/s11001-008-9051-z.

23. *Golynsky A.V., Ferraccioli F., Hong J.K., Golynsky D.A., von Frese R.R.B. et al.* New magnetic anomaly map of the Antarctic // Geophysical Research Letters. 2018. № 45. P. 6437–6449. doi:10.1029/2018GL078153.

24. *Studinger M., Bell R.E., Buck W.R., Karner G.D., Blankenship D.D.* Sub-ice geology inland of the Transantarctic Mountains in light of new aerogeophysical data // Earth and Planetary Science Letters. 2004. № 220. P. 391–408. doi:10.1016/10.1016/S0012-821X(04)00066-4.

25. *Choi S.* 3-D Aeromagnetic modelling in the Grubergebirge area, central Dronning Maud Land, East Antarctica // GEOMAUD. V. 2. Geophysical Results / H.-J. Paech (ed.). Geologisches Jahrbuch Reihe B, Band B 97, Hannover. 2005. P. 101–108.

26. *Ferraccioli F., Armadillo E., Jordan T., Bozzo E., Corr H.* Aeromagnetic exploration over the East Antarctic Ice Sheet: A new view of the Wilkes Subglacial Basin // Tectonophysics. 2009. V. 478 (1–2). P. 62–77. doi:10.1016/j.tecto.2009.03.013.

27. *LeMasurier W.E.* Late Cenozoic volcanism on the Antarctic plate: an overview // Volcanoes of the Antarctic plate and southern oceans / LeMasurier W.E., Thomson J.W. (eds). Antarctic Research Series. V. 48, American Geophysical Union, Washington, DC. 1990. P. 1–19.

28. *Bosum W., Damaske D., Roland N.W., Behrendt J., Saltus R.* The GANOVEX IV Victoria Land/Ross Sea aeromagnetic survey: interpretation of anomalies // German Antarctic North Victoria Land Expedition 1984/85, GANOVEX IV / D. Damaske and H.-J. Dürbaum (eds). Geologisches Jahrbuch Reihe. 1989. E 38. Hannover. P. 153–230.

29. *McEnroe S.A., Robinson P., Panish P.* Aeromagnetic anomalies, magnetic petrology and rock magnetism of hemo-ilmenite- and magnetite-rich cumulates from the Sokndal region, South Rogaland, Norway // American Mineralogist. 2001. V. 86 (11–12). P. 1447–1468. doi:10.2138/am-2001-11-1213.

30. *Harrison R.J., Dunin-Borkowski R.E., Putnis A.* Direct imaging of nanoscale magnetic interactions in minerals // Proceedings of the National Academy of Sciences. U.S.A. 2002. V. 99. P. 16556–16561.

31. *Flint R.B., Daly S.J.* Coompana Block // The geology of South Australia — V. 1: The Precambrian / J.F. Drexel, W.V. Preiss, A.J. Parker (eds.) Geological Survey of South Australia. 1993. Bulletin 54. P. 168–169.

32. *Foss C., Reed G., Heath P., Dutch R., Wise T.* Investigation of the Coompana negative magnetic anomaly in southwestern South Australia. AESC Abstracts, 26–30 June. 2016, Adelaide Convention Centre. № 149. URL: www.aesc2016.gsa.org.au (дата обращения 27.06.2019).

33. *Wise T., Pawley M., Dutch R.* Preliminary interpretation from the 2015 Coompana aeromagnetic survey. // MESA Journal. 2015. № 79 (4). P. 22–30. doi:10.1071/ASEG2016ab191.

34. *Dutch R.A., Pawley M.J., Wise T.W., Tylkowski L., Lockheed A., McAlpine S.R.B., Heath P.* PACE Copper Coompana Drilling Project: Drillhole CDP005 preliminary field-data report // Report Book 2017/00041. Adelaide: Geological Survey of South Australia, Resources and Energy Group, Department of the Premier and Cabinet, 2017. 21 p.

35. *Zengerer M.* Coompana Anomaly Revisited. Gondwana Geoscience, 2017. URL: http://www.gondwanageo.com (дата обращения 27.06.2019).

36. *Недосекова И.Л.* Возраст и источники вещества Ильмено-Вишневогорского щелочного комплекса (Урал, Россия): Геохимические и изотопные Rb-Sr, Sm-Nd, U-Pb, Lu-Hf данные // Литосфера. 2012. № 5. С. 77–95.

37. *Hall C.E., Cooper A.F. & Parkinson D.L.* Early Cambrian carbonatite in Antarctica // Journal of the Geological Society. 1995. V. 152. P. 721–728. doi:10.1144/gsjgs.152.4.0721.

38. *Дортман Н.Б.* Физические свойства горных пород и полезных ископаемых (петрофизика) // Справочник геофизика. М.: Недра, 1984. 456 с.

39. *McEnroe S.A., Brown L.L.* A closer look at remanence-dominated aeromagnetic anomalies: Rock magnetic properties and magnetic mineralogy of the Russell Belt microcline-sillimanite gneiss, northwest Adirondack Mountains // Journal of Geophysical Research. 2000. V. 105. B7. P. 16437–16456. doi:10.1029/2000JB900051.

REFERENCES

1. *Fitzsimons I.C.W.* Proterozoic basement provinces of southern and southwestern Australia, and their correlation with Antarctica. Proterozoic East Gondwana: supercontinent assembly and breakup. Yoshida, M. et al. (eds). Geological Society of London. 2003, 206: 93–130.

2. *Grikurov G.E., Leychenkov G.L.* Tectonic Map of Antarctica. 1: 10 M Scale, CGMW, Paris. 2012. 1 Sheet. Available at: https://ccgm.org/en/catalogue/125-carte-tectonique-de-l-antarctique-9782917310151.html (accessed 27.06.2019).

3. *Glebovsky Ju.S.* Main results of small scale magnetic survey carried out to the south from the Shackleton Ice Shelf. *Biulleten' Sovetskoi antarkticheskoi ekspeditsii.* Bulletin of Soviet Antarctic Expedition. 1959, 12: 37–40. [In Russian].

4. *Blankenship D.D., Kempf S., Young D.* IceBridge HiCARS 2 L2 Geolocated Ice Thickness. Version 2. Boulder, Colorado USA: NASA DAAC at the National Snow and Ice Data Center. 2012. Available at: http://nsidc.org/data/ir2hi2.html (accessed 13.06.2019).

5. *Blankenship D.D., Kempf S., Young D.* IceBridge Geometrics 823A Cesium Magnetometer L2 Geolocated Magnetic Anomalies. Version 1. [2011_AN_UTIG]. Boulder, Colorado USA: NASA DAAC at the National Snow and Ice Data Center. 2012. doi:10.5067/TO7WLC72UMAQ.

6. *Aitken A.R.A., Young D.A., Ferraccioli F., Betts P.G., Greenbaum J.S., Richter T.G. et.al.* The subglacial geology of Wilkes Land, East Antarctica. Geophysical Research Letters. 2014, 41: 2390–2400. doi:10.1002/2014GL059405.

7. *Lindsay T.* Gravity and Elevation Data Acquisition in the Casey Region. Australian Antarctic Data Centre. 2000. doi:10.4225/15/583bbca96e2fd.

8. *Davis E.R., Jones D.J., Morgan V.I., Young N.W.* A survey of the Vanderford and Adams Glaciers in East Antarctica. Annals of Glaciology. 1986, 8: 197–197.

9. *Young N., Malcolm P., Mantell P.* Mass flux and dynamics of Totten Glacier, Antarctica. Annals of Glaciology. 1989, 12: 219–219.

10. *Jezek K.C.* Glaciological properties of the Antarctic ice sheet from RADARSAT-1 synthetic aperture radar imagery. Annals of Glaciology. 1999, 29: 286–290. doi:10.3189/172756499781820969.

11. *Golynsky A.V., Golynsky D.A.* Rifts in the tectonic structure of East Antarctica. *Nauchnye rezul'taty rossiiskikh geologo-geofizicheskikh issledovanii v Antarktike.* Russian Earth Science Research in Antarctica. Collection of papers. V. 2. St. Petersburg: VNIIOkeangeologia, 2009: 132–162. [In Russian].

12. *Golynsky D.A., Golynsky A.V.* East Antarctic Rift Systems – key to understanding of Gondwana break-up. *Regional'naia geologiia i metallogeniia*. Regional geology and metallogeny. 2012, 52: 58–72. [In Russian].

13. *Reading A.M.* The seismic structure of Precambrian and early Palaeozoic terranes in the Lambert Glacier region, East Antarctica. Earth and Planetary Science Letters. 2006, 244: 44–57. doi:10.1016/j.epsl.2006.01.031.

14. *Chen X., Shearer P.M., Walter F., Fricker H.A.* Seventeen Antarctic seismic events detected by global surface waves and a possible link to calving events from satellite images. Journal of Geophysical Research. 2011, 116. B06311. doi:10.1029/2011JB008262.

15. *Werner S.* Interpretation of magnetic anomalies at sheet-like bodies. Sveriges Geologiska Undersok, ser C.C. Årsbok. 1953, 43, 6: 130 p.

16. Oasis montaj how-to guide. Complete workflow for Oasis montaj, Toronto, Ontario, Canada, Geosoft Inc. 2014: 260 p. Avaible at: http://updates.geosoft.com/downloads/files/how-to-guides/Oasis_montaj_Complete_Workflow.pdf (accessed 01.07.2019).

17. *Fretwell P., et al.* Bedmap2: improved ice bed, surface and thickness datasets of Antarctica // Cryosphere. 2013, 7: 375–393. doi:10.5194/tc-7-375-2013.

18. *Volnukhin V.S., Kurinin R.G.* Physical properties of rocks from the Lambert Glacier area. *Geofizicheskie issledovaniia v Antarktide.* Geophysical investigation in Antarctica. Gaponenko, G.I., Grikurov G.E. and Masolov V.N (Eds.) Leningrad: Sevmorgeologiia, 1980: 52–58. [In Russian].

19. *Golynsky A.V., Golynsky D.A., Ferraccioli F., Jordan T.A., Blankenship D.D., Holt J. et al.* ADMAP-2: Magnetic anomaly map of the Antarctic. (Map 1, scale 1:10 000 000). Incheon, Korea: Polar Research Institute. 2017. doi:10.22663/ADMAP.V2.

20. *Golynsky A.V., Alyavdin S.V., Masolov V.N., Tscherinov A.S., Volnukhin V.S.* The composite magnetic anomaly map of the East Antarctica. Tectonophysics. 2002, 347: 109–120. doi:10.1016/S0040-1951(01)00240-2.

21. *Golynsky A.V., Ivanov S.V., Kazankov A.Ju., Jokat W., Masolov V.N., von Frese R.R.B.* and the ADMAP Working Group. New continental margin magnetic anomalies of East Antarctica. Tectonophysics. 2013, 585: 172–184. doi: 10.1016/j.tecto.2012.06.043.

22. *Leitchenkov G., Guseva J., Gandyukhin V., Grikurov G., Kristoffersen Y., Sand M., Golynsky A., Aleshkova N.* Crustal structure and tectonic provinces of the Riiser-Larsen Sea area (East Antarctica): results of geophysical studies. Marine Geophysical Researches. 2008, 29 (2): 135–158. doi:10.1007/s11001-008-9051-z.

23. *Golynsky A.V., Ferraccioli F., Hong J.K., Golynsky D.A., von Frese R.R.B., et al.* New magnetic anomaly map of the Antarctic. Geophysical Research Letters. 2018, 45: 6437–6449. doi:10.1029/2018GL078153.

24. *Studinger M., Bell R.E., Buck W.R., Karner G.D., Blankenship D.D.* Sub-ice geology inland of the Transantarctic Mountains in light of new aerogeophysical data. Earth and Planetary Science Letters. 2004, 220: 391–408. doi:10.1016/10.1016/S0012-821X(04)00066-4.

25. *Choi S.* 3-D Aeromagnetic modelling in the Grubergebirge area, central Dronning Maud Land, East Antarctica. GEOMAUD, Vol. 2, Geophysical Results. H.-J. Paech (ed.). Hannover: Geologisches Jahrbuch Reihe B, B 97, 2005: 101–108.

26. *Ferraccioli F., Armadillo E., Jordan T., Bozzo E., Corr H.* Aeromagnetic exploration over the East Antarctic Ice Sheet: A new view of the Wilkes Subglacial Basin. Tectonophysics. 2009, 478 (1–2): 62–77. doi:10.1016/j.tecto.2009.03.013.

27. *LeMasurier W.E.* Late Cenozoic volcanism on the Antarctic plate: an overview. Volcanoes of the Antarctic plate and southern oceans. Edited by W.E. LeMasurier, J.W. Thomson. Antarctic Research Series. 48, American Geophysical Union, Washington, DC. 1990: 1–19.

28. *Bosum W., Damaske D., Roland N.W., Behrendt J., Saltus R.* The GANOVEX IV Victoria Land/Ross Sea aeromagnetic survey: interpretation of anomalies, in German Antarctic North Victoria Land Expedition 1984/85, GANOVEX IV, edited by D. Damaske and H.-J. Dürbaum. Geologisches Jahrbuch Reihe. 1989, E 38. Hannover: 153–230.

29. *McEnroe S.A., Robinson P., Panish P.* Aeromagnetic anomalies, magnetic petrology and rock magnetism of hemo-ilmenite- and magnetite-rich cumulates from the Sokndal region, South Rogaland, Norway. American Mineralogist. 2001, 86 (11–12): 1447–1468. doi:10.2138/am-2001-11-1213.

30. *Harrison R.J., Dunin-Borkowski R.E., Putnis A.* Direct imaging of nanoscale magnetic interactions in minerals. Proceedings of the National Academy of Sciences. U.S.A. 2002, 99: 16556–16561.

31. *Flint R.B., Daly S.J.* Coompana Block. The geology of South Australia — Volume 1: The Precambrian. J.F. Drexel, W.V. Preiss, and A.J. Parker (eds.). Geological Survey of South Australia. 1993, 54: 168–169.

32. *Foss C., Reed G., Heath P., Dutch R., Wise T.* Investigation of the Coompana negative magnetic anomaly in southwestern South Australia. AESC Abstracts, 26–30 June. 2016, Adelaide Convention Centre, № 149. Available at: www.aesc2016.gsa.org.au (accessed 27.06.2019).

33. *Wise T., Pawley M., Dutch R.* Preliminary interpretation from the 2015 Coompana aeromagnetic survey. MESA Journal. 2015, 79 (4): 22–30. doi:10.1071/ASEG2016ab191.

34. *Dutch R.A., Pawley M.J., Wise T.W., Tylkowski L., Lockheed A., McAlpine S.R.B., Heath P.* PACE Copper Coompana Drilling Project: Drillhole CDP005 preliminary field-data report. Report Book 2017/00041. Adelaide: Geological Survey of South Australia, Resources and Energy Group, Department of the Premier and Cabinet. 2017: 21 p.

35. *Zengerer M.* Coompana Anomaly Revisited. Gondwana Geoscience. 2017. Available at: http://www.gondwanageo.com/ (accessed 27.06.2019).

36. *Nedosekova I.L.* Age and sources of substances of Ilmeno-Vishnevogorskogo alkali complex (Ural, Russia): Geochemical and isotopic Rb-Sr, Sm-Nd, U-Pb, Lu-Hf data. *Litosfera*. Lithosphere. 2012, 5: 77–95. [In Russian].

37. *Hall C.E., Cooper A.F., Parkinson D.L.* Early Cambrian carbonatite in Antarctica. Journal of the Geological Society. 1995, 152: 721–728. doi:10.1144/gsjgs.152.4.0721.

38. *Dortman N.B. Fizicheskie svoistva gornykh porod i poleznykh iskopaemykh (petrofizika)*. In *Spravochnik geofizika.* Physical properties of rocks and mineral resources (petrophysics). Reference book of geophysicist. Moscow: Nedra, 1984: 456 p. [In Russian].

39. *McEnroe S.A., Brown L.L.* A closer look at remanence-dominated aeromagnetic anomalies: Rock magnetic properties and magnetic mineralogy of the Russell Belt microcline-sillimanite gneiss, northwest Adirondack Mountains. Journal of Geophysical Research. 2000, 105, B7: 16437–16456. doi:10.1029/2000JB900051.

ПРАВИЛА ДЛЯ АВТОРОВ
ЖУРНАЛА «ПРОБЛЕМЫ АРКТИКИ И АНТАРКТИКИ»

Журнал рассматривает для публикации научные статьи по основным направлениям исследований в полярных областях Земли: океанологии, физике атмосферы и гидросферы, метеорологии и климатологии, гидрологии суши и гидрохимии, гляциологии и криологии, геоморфологии и эволюционной географии, ледотехнике, геологии и геофизике. Также представляют интерес работы по экологии, биоценологии и биогеографии, социальной географии и социальной антропологии, исследующих изменения в полярных регионах.

В издании публикуются новые результаты научных исследований, а также научные сообщения теоретического, методического, экспериментального и прикладного характера, тематические обзоры (по заказу редакции), критические статьи, очерки по истории полярных исследований и краткие сообщения, посвященные памятным датам (по заказу редакции). Все статьи проходят двойное анонимное рецензирование.

Тексты статей должны быть на русском или английском языке. Автор(ы) статьи должны подтвердить, что эта статья ранее не была опубликована, а также не представлена для рассмотрения и публикации в другом журнале.

Все материалы представляются в редакцию в электронном виде в сопровождении бумажной версии текста, рисунков (см. требования к рисункам) и файла с полными сведениями об авторах: фамилия, имя и отчество (полностью), место работы (полный адрес), ученая степень, должность, адрес электронной почты и телефон одного из авторов для связи. Рекомендуемый объем статей — от 8 до 20 страниц текста (через 1,5 интервала), включая таблицы и список литературы; рисунков не более 6. Текст набирается в формате Microsoft Word. Параметры набора: шрифт Times New Roman, кегль 12, интервал 1,5. Страницы в статье нумеруются.

Статьи оформляются следующим образом. Сначала дается УДК; затем на русском языке — название статьи, инициалы и фамилии всех авторов (при указании авторов статьи сначала идут инициалы, затем фамилия. Инициалы и фамилия разделяются пробелом), полное название организации(ций), где выполнена работа; электронный адрес автора, ответственного за связь с редакцией. Затем те же сведения приводятся на английском языке: заглавие, авторы, учреждения, второй раз e-mail главного автора. После этого на английском языке пишутся ключевые слова в соответствии с английским алфавитом (не более 10 слов и не более двух слов в сочетаниях) и авторское Summary статьи на 20–25 строк (здесь же для контроля обязательно прилагается перевод Summary на русский язык).

Ключевые слова должны отражать основное содержание статьи, повторять термины из текста статьи и по возможности не повторять термины заглавия; следует помнить, что эти слова должны облегчить поиск статьи средствами информационно-поисковой системы.

Summary должно быть понятно без обращения к самой публикации как независимый от статьи источник информации. Оно должно отвечать следующим критериям: информативности (не содержать общих слов); содержательности (отражать основное содержание статьи: задачи работы, методы, главные результаты исследований); последовательности изложения. Перевод Summary на английский язык должен быть выполнен качественно, с использованием англоязычной специальной терминологии, не быть дословным переводом русскоязычной версии (при необходимости следует также включать пояснения для иностранного читателя, связанные со спецификой исследований).

Далее продолжается информация на русском языке: ключевые слова в соответствии с русским алфавитом (не более 10), краткая аннотация (7–10 строк) (без перевода на английский) — и начинается текст статьи.

Для статьи, представляемой на английском языке, требуются: УДК; перевод на русский язык всей информации, которая дается перед началом статьи в журнале. Кроме того, в конце статьи необходимо привести расширенный русский реферат (1–1,5 стр.), а в подписях к рисункам дать их перевод на русский язык.

Основной текст разбивается на разделы. Обычно это введение, постановка проблемы, методика исследований, результаты исследований, обсуждение результатов, заключение (выводы). В конце статьи можно поместить благодарность лицам, оказавшим помощь в подготовке статьи, и необходимо указать источник финансовой поддержки, способствовавший выполнению этой работы (гранты фондов, программы и т.д.). Благодарности и ссылки на гранты или темы даются на русском, а затем на английском языке (Acknowledgments).

Подписи под рисунками даются к каждому рисунку в соответствии с его расположением в тексте: сначала на русском (Рис. 1. Далее подпись), а потом на английском языке (Fig. 1. Figure caption). В подписях необходимо отделять собственно название рисунка от объяснений к нему (экспликация), которые надо давать с новой строки.

Рисунки и фотографии помещают в отдельных файлах: для растровых изображений в растровых форматах JPEG/TIFF/PSD, и в векторных — CDR (версии X6 и старше) или AI (не допускаются рисунки в формате Word). Разрешение растровых изображений в оттенках серого и RGB-цвет должно быть 300 dpi. Все словесные надписи на рисунках даются только на русском языке. Все условные знаки обозначаются цифрами (курсивом) с обязательной расшифровкой в подрисуночных подписях, где они также обозначаются курсивом. Цифры можно ставить и на линиях графиков. На графиках все шкалы обязательно подписываются и указывается размерность величин.

Таблицы. Для больших таблиц следует использовать альбомную разметку страницы. Таблицы и графы в них должны иметь заголовки, сокращения слов в таблицах не допускаются. Таблицы набираются, как и текст, в формате Word шрифтом 9 пт. Примечания внутри таблицы не даются. Используются сноски ко всей таблице или отдельным ее показателям.

В тексте следует давать ссылки на все рисунки и таблицы. При первой ссылке — рис. 1, табл. 1; при повторных — см. рис. 1, см. табл. 1. Если в тексте дается одна таблица или один рисунок, то ссылки в тексте приводятся следующим образом: при первой ссылке — (таблица), (рисунок); при повторной ссылке — (см. таблицу), (см. рисунок).

Математические обозначения, символы и простые формулы набираются основным шрифтом статьи, сложные формулы — в программе MathType (или в версиях Word до 2007 года включительно). Нумеруются только те формулы, на которые есть ссылки в тексте. Русские и греческие буквы в формулах и тексте, а также химические элементы набираются прямым шрифтом, латинские буквы — курсивом. Аббревиатуры в тексте, кроме общепринятых, не допускаются.

В списке литературы (под заголовком «Список литературы») ссылки на литературу нумеруются последовательно, в соответствии с порядком их первого упоминания в тексте. Приводятся только опубликованные работы. Ссылки по тексту даются в квадратных скобках на номера списка, через запятую с пробелом: [1, 7, 23–27]. Статья должна содержать ссылки на все работы, приведенные в списке литературы. Обращаем внимание на недопустимость включения в список литературы изданий, выпущенных без ISSN- или ISBN-кодов (этим часто грешат сборники материалов конференций (тезисы или доклады)).

Далее прилагается второй список литературы (References). В списке на латинице строго сохраняются те же последовательность и нумерация источников, что и в «традиционном» списке. Ссылки на иностранные источники приводятся в обоих списках литературы.

Статьи, не соответствующие указанным требованиям, рассматриваться не будут. При работе над рукописью редакция по согласованию с автором вправе ее сократить. Автор, подписывая статью и направляя ее в редакцию, тем самым передает авторские права на издание этой статьи журналу «Проблемы Арктики и Антарктики/Arctic and Antarctic Research».

Редакция извещает авторов о возможной выборочной проверке присланных для публикации статей в системе «Антиплагиат».

Редакционная коллегия не вступает в дискуссии с авторами по поводу принимаемых ею решений.

Более полные сведения по оформлению статьи приведены в документе «Требования к оформлению статей, присылаемых в журнал "Проблемы Арктики и Антарктики"». Он размещен на странице журнала по адресу: http://www.aari.ru/misc/publicat/req_pub_aanii_.pdf и обязателен для ознакомления при подготовке материалов статьи.

Подписано в печать 01.07.2019	Печать цифровая
Формат 70×100 1/16	Печ. л. 7,125
Тираж 100	Заказ №

Типография издательства Политехнического университета Петра Великого
195251, Санкт-Петербург, ул. Политехническая, 29