

ISSN 2076-6734 (Print)  
ISSN 2412-3765 (Online)



# Лёд и Снег Ice and Snow



TOM **56**  
№ **3**, 2016

 НАУКА

Журнал продолжает основанное в 1961 г. периодическое издание  
«Материалы гляциологических исследований»  
Выходит 4 раза в год. ISSN 2076-6734 (Print), ISSN 2412-3765 (Online)  
The journal continues the series  
«Data of Glaciological Studies» established in 1961  
Four issues per year. ISSN 2076-6734 (Print), ISSN 2412-3765 (Online)  
Журнал издаётся под руководством Отделения наук о Земле РАН

### **Состав редколлегии:**

Главный редактор – академик РАН В.М. Котляков  
Ответственный секретарь редколлегии – канд. геогр. наук О.В. Рототаева  
Редактор – Л.С. Дмитриева

### **Члены редколлегии:**

д-р геогр. наук В.Р. Алексеев, д-р Т. Вихма (Финляндия),  
канд. геогр. наук Н.А. Володичева,  
канд. геогр. наук А.Ф. Глазовский (зам. главного редактора),  
д-р геогр. наук В.Н. Голубев, д-р П.Я. Гройсман (США),  
д-р физ.-мат. наук С.С. Зилитинкевич, д-р геогр. наук В.Г. Коновалов,  
канд. геогр. наук В.Я. Липенков, д-р геогр. наук Ю.Я. Мачерет,  
канд. геогр. наук А.А. Медведев, проф. Б. Мессерли (Швейцария),  
д-р геогр. наук В.Н. Михаленко, д-р Ф. Наварро (Испания),  
канд. геогр. наук Н.И. Осокин, д-р геогр. наук В.М. Плюснин,  
канд. геогр. наук В.В. Попова, д-р Д. Райно (Франция),  
д-р физ.-мат. наук А.Н. Саламатин,  
акад. НАН Республики Казахстан И.В. Северский,  
канд. геогр. наук С.А. Сократов,  
чл.-корр. РАН О.Н. Соломина (зам. главного редактора),  
д-р геогр. наук И.Е. Фролов, канд. геогр. наук Т.Е. Хромова,  
д-р геогр. наук К.В. Чистяков

### **Editorial Board:**

Editor-in-Chief – Academician Vladimir M. Kotlyakov  
Editorial Secretary – Oksana V. Rototaeva  
Editor – Lyubov S. Dmitrieva

### **Members of the editorial board:**

V.R. Alexeev, K.V. Chistyakov, I.E. Frolov,  
A.F. Glazovsky (deputy of the Editor-in-Chief), V.N. Golubev,  
P.Ya. Groisman (USA), T.E. Khromova, V.G. Konovalov, V.Ya. Lipenkov,  
Yu.Ya. Macheret, A.A. Medvedev, B. Messerli (Switzerland),  
V.N. Mikhailenko, F. Navarro (Spain), N.I. Osokin, V.M. Plyusnin,  
V.V. Popova, D. Raynaud (France), A.N. Salamatin, I.V. Seversky,  
S.A. Sokratov, O.N. Solomina (deputy of the Editor-in-Chief),  
T. Vihma (Finland), N.A. Volodicheva, S.S. Zilitinkevich

В подготовке журнала к печати принимали участие:

С.Н. Волосевич, Л.В. Набокова, П.Р. Накалов

Адрес редакции журнала «Лёд и Снег»:

117312 Москва,  
ул. Вавилова, 37, Институт географии РАН.  
Тел.: 8-(499) 124-73-82  
khronika@mail.ru

Сайт журнала «Лёд и Снег» <http://ice-snow.igras.ru>

At this site you can find an extended summary  
and list of references in English for each published article

**Фото на обложке:** Остатки крупной мокрой лавины, сошедшей в апреле 2010 г.  
в одном из урочищ Заилийского Алатау.  
Фото В.П. Благовещенского. 31 мая 2010 г.

**Photo on the cover:** Remnants of a large wet avalanche released in April 2010  
in a mountain area in the Trans-Ili Alatau.  
Photo by V.P. Blagoveshchensky, 31 May 2010

---

© Российская академия наук, 2016  
© Русское географическое общество, 2016  
© Редколлегия журнала «Лёд и Снег» (составитель), 2016

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК  
ИНСТИТУТ ГЕОГРАФИИ



RUSSIAN ACADEMY OF SCIENCES  
INSTITUTE OF GEOGRAPHY

РУССКОЕ  
ГЕОГРАФИЧЕСКОЕ ОБЩЕСТВО



RUSSIAN  
GEOGRAPHICAL SOCIETY

---

# Лёд и Снег

Том 56, № 3, 2016

# Ice and Snow



МОСКВА НАУКА

MOSCOW NAUKA

2016

## Contents

### Glaciers and Ice Sheets

- O.O. Rybak, E.M. Volodin, A.P. Nevecherya, P.A. Morozova, M.M. Kaminskaya.* Calculation of mass discharge of the Greenland ice sheet in the Earth System Model. .... 293
- A.N. Markov, D. Dahl-Jensen, V.M. Kotlyakov, V.N. Golubev, M.G. Leonov, V.V. Lukin.* Dynamics of Antarctic and Greenland ice sheets using the borehole, radio sounding and space observations ..... 309
- V.P. Epifanov.* Physical simulation of glacier motion modes ..... 333
- B.R. Mavlyudov, M.D. Ananicheva.* Glaciers of the northern massif of the Suntar-Khayata Mountains: current state and dynamics since the end of 1950s. .... 345
- D.Yu. Bolshiyakov, V.T. Sokolov, I.S. Yozhikov, R.K. Bulatov, A.N. Rachkova, G.B. Fedorov, A.S. Paramzin.* Conditions of the alimantation and the variability of glaciers of the Severnaya Zemlya Archipelago from observations of 2014–2015 ..... 358

### Snow Cover and Avalanches

- D.V. Turkov, V.S. Sokratov.* Calculating of snow cover characteristics on a plain territory using the model SPONSOR and data of reanalyses (by the example of Moscow region) ..... 369

### Ground Ice and Icings

- V.V. Shepelev.* Advantages of the basin approach for investigations of aufeis (naleds). .... 381

### Sea, River and Lake Ice

- A.V. Popov, N.V. Kubishkin, A.V. Rubchenia, D.V. Drabenko.* Dynamics of polynya in the River Ob Bay and predicting of its location ..... 387

### Palaeoglaciology

- T.M. Manevich, S.B. Samoilenko.* Glaciers of Avacha group of volcanoes in Neoholocene. .... 399

### Applied Problems

- S.V. Popov, S.V. Mezhonov, S.P. Polyakov, V.L. Mart'yanov, V.V. Lukin.* Glaciological and geophysical investigations aimed at organization of a new airfield at the Station Mirny (East Antarctica). .... 413

### Travels, Discoveries

- V.M. Kotlyakov, V.A. Krenev.* Who discovered the Lake Vostok? ..... 427

## Содержание

### Ледники и ледниковые покровы

- О.О. Рыбак, Е.М. Володин, А.П. Невечера, П.А. Морозова, М.М. Каминская.* Расчёт расхода массы Гренландского ледникового щита в модели земной системы ..... 293
- А.Н. Марков, D. Dahl-Jensen, В.М. Котляков, В.Н. Голубев, М.Г. Леонов, В.В. Лукин.* Динамика покровных ледников Антарктиды и Гренландии по результатам скважинных, радиолокационных и космических наблюдений ..... 309
- В.П. Епифанов.* Физическое моделирование режимов движения ледников ..... 333
- Б.Р. Мавлюдов, М.Д. Ананичева.* Ледники северного массива гор Сунтар-Хаята: современное состояние и динамика с конца 1950-х годов ..... 345
- Д.Ю. Большианов, В.Т. Соколов, И.С. Ёжиков, Р.К. Булатов, А.Н. Рачкова, Г.Б. Федоров, А.С. Парамзин.* Условия питания и изменчивость ледников архипелага Северная Земля по результатам наблюдений 2014–2015 гг. .... 358

### Снежный покров и снежные лавины

- Д.В. Турков, В.С. Сократов.* Расчёт характеристик снежного покрова равнинных территорий с использованием модели локального теплообмена SPONSOR и данных реанализа на примере Московской области ..... 369

### Подземные льды и наледи

- В.В. Шепелев.* О преимуществах бассейнового подхода при изучении закономерностей распространения наледей ..... 381

### Морские, речные и озёрные льды

- А.В. Попов, Н.В. Кубышкин, А.В. Рубчяня, Д.В. Драбенко.* Динамика кромки заприпайной полыньи в Обской губе и прогноз её широтного положения ..... 387

### Палеогляциология

- Т.М. Маневич, С.Б. Самойленко.* Колебания ледников Авачинской группы вулканов (Камчатка) в позднем голоцене ..... 399

### Прикладные проблемы

- С.В. Попов, С.В. Межонов, С.П. Поляков, В.Л. Мартянов, В.В. Лукин.* Гляциогеофизические инженерные изыскания для подготовки лётного поля в районе российской станции Мирный (Восточная Антарктида) ..... 413

### Путешествия, открытия

- В.М. Котляков, В.А. Кренёв.* Кто «открыл» озеро Восток? ..... 427

## В Санкт-Петербурге успешно прошёл XVI гляциологический симпозиум

С 24 по 27 мая 2016 г. в Санкт-Петербурге в Арктическом и Антарктическом научно-исследовательском институте проходил XVI гляциологический симпозиум, собравший около 130 участников. Помимо российских учёных, на симпозиуме с докладами выступили представители Великобритании, Грузии, Дании, Израиля, Казахстана, Киргизии, США, Чили, Швейцарии, Эстонии и Японии. Симпозиум собрал много молодых учёных, сделавших интересные доклады. Тематика заслушанных докладов охватывала широкое поле современных проблем гляциологии: изучение режима и колебаний горных и покровных ледников, моделирование баланса массы ледников, динамику приледниковых озёр, изучение ледниковых кернов и палеогеографические реконструкции в полярных районах, выяснение причин и следствий изменений морского ледяного покрова, анализ химического состава снега и льда, исследования снежного покрова, лавин и гляциальных селей.

Отметим несколько интересных докладов, заслушанных на пленарных заседаниях симпозиума: О.О. Рыбак (Филиал Института природно-технических систем, Сочи) с соавторами «Включение Гренландского и Антарктического ледниковых щитов в модель земной системы»; В.Я. Липенков (Арктический и Антарктический научно-исследовательский институт) с соавторами «Газосодержание воды в озере Восток по данным термометрии глубокой скважины»; М.Э. Эглит и А.Е. Якубенко (МГУ имени М.В. Ломоносова) «Новые математические модели снежных лавин»; D. Farinotti and others (Swiss Federal Institute for Forest, Snow and Landscape Research) «Towards national-wide, operational glacier

mass balance monitoring»; D. Raynaud and others (Laboratoire de Glaciologie et Géophysique de l'Environnement, Grenoble) «Air content in ice – 45 years of investigation»; А.Н. Марков с соавторами (Polar Research Center, Jilin University, Changchun City, China) «Динамика покровных ледников Антарктиды и Гренландии по результатам скважинных, радиолокационных и космических наблюдений»; R. Vaikmäe (Institute of Geology at Tallinn University of Technology) «Поступление талых вод со Скандинавского ледникового покрова в Балтийский артезианский бассейн». Р.Я. Groisman and others (University Corporation for Atmospheric Research at NOAA) «Freezing precipitation and freezing events over the Northern Hemisphere Extratropics».

Всего было заслушано около 115 устных докладов и 36 стендовых. Нередко заслушанные доклады вызвали оживлённую дискуссию. Более 30 научных статей, написанных по тематике заслушанных докладов, сданы в журнал «Лёд и Снег» и будут опубликованы в ближайших двух-трёх номерах журнала.

В заключение симпозиума были проведены выборы состава руководства Гляциологической ассоциацией на ближайшие четыре года. Президентом Ассоциации вновь переизбран академик В.М. Котляков, избраны также четыре вице-президента: А.Ф. Глазовский, В.Я. Липенков, Н.И. Осокин и С.А. Сократов. Следующий, XVII гляциологический симпозиум состоится через четыре года, в 2020 году, и будет посвящён славному юбилею российской науки – 200-летию открытия шестого материка Антарктиды русской экспедицией Ф.Ф. Беллинсгаузена и М.П. Лазарева.



Участники в день закрытия симпозиума на ступенях ААНИИ

# Ледники и ледниковые покровы

УДК 551.581.1+551.32

doi:10.15356/2076-6734-2016-3-293-308

## Расчёт расхода массы Гренландского ледникового щита в модели земной системы

© 2016 г. О.О. Рыбак<sup>1,2\*</sup>, Е.М. Володин<sup>1</sup>, А.П. Невечеря<sup>1,3</sup>, П.А. Морозова<sup>1,4</sup>, М.М. Каминская<sup>1,5</sup><sup>1</sup>Институт вычислительной математики РАН, Москва; <sup>2</sup>Филиал Института природно-технических систем, Сочи;<sup>3</sup>Кубанский государственный университет, Краснодар; <sup>4</sup>Институт географии РАН, Москва;<sup>5</sup>Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова<sup>1,2\*</sup>orybak@vub.ac.be

## Calculation of mass discharge of the Greenland ice sheet in the Earth System Model

O.O. Rybak<sup>1,2\*</sup>, E.M. Volodin<sup>1</sup>, A.P. Nevecherya<sup>1,3</sup>, P.A. Morozova<sup>1,4</sup>, M.M. Kaminskaya<sup>1,5</sup><sup>1</sup>Institute of Numerical Mathematics, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia; <sup>2</sup>Branch of the Institute of Natural and Technical Systems, Sochi, Russia; <sup>3</sup>Kuban State University, Krasnodar, Russia; <sup>4</sup>Institute of Geography, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia;<sup>5</sup>Lomonosov Moscow State University, Russia<sup>1,2\*</sup>orybak@vub.ac.be

Received April 15, 2016

Accepted June 21, 2016

**Keywords:** climate, climate model, Greenland ice sheet (GrIS), ice discharge, mass balance, mathematical model, numerical experiment.

### Summary

Mass discharge calculation is a challenging task for the ice sheet modeling aimed at evaluation of their contribution to the global sea level rise during past interglacials, as well as one of the consequences of future climate change. In Greenland, ablation is the major source of fresh water runoff. It is approximately equal to the dynamical discharge (iceberg calving). Its share might have still larger during the past interglacials when the margins of the GrIS retreated inland. Refreezing of the melted water and its retention are two poorly known processes playing as a counterpart of melting and, thus, exerting influence on the run off. Interaction of ice sheets and climate is driven by energy and mass exchange processes and is complicated by numerous feed-backs. To study the complex of these processes, coupling of an ice sheet model and a climate model (i.e. models of the atmosphere and the ocean) in one model is required, which is often called the Earth System Model (ESM). Formalization of processes of interaction between the ice sheets and climate within the ESM requires elaboration of special techniques to deal with dramatic differences in spatial and temporal variability scales within each of three ESM's blocks. In this paper, we focus on the method of coupling of a Greenland ice sheet model (GrISM) with the climate model INMCM having been developed in the Institute of Numerical Mathematics of Russian Academy of Sciences. Our coupling approach consists in applying of a special buffer model, which serves as an interface between GrISM and INMCM. A simple energy and water exchange model (EWBM-G) allows realistic description of surface air temperature and precipitation fields adjusted to a relief of elevation of the GrIS surface. In a series of diagnostic numerical experiments with the present-day GrIS geometry and the modeled climate we studied sensitivity of the modeled surface mass balance and run off to the key EWBM-G parameters and compared our results with similar model studies. In addition to the atmospheric, oceanic, and ice sheet blocks the ESM normally contains blocks accounting for dynamics of the biosphere, sea ice, hydrological cycle, etc. In practice, application of ESMs for research studies has become possible not long ago owing to the fast progress in computing facilities. Nevertheless, still now ESMs are rather computer time demanding. To provide long runs of a fully coupled ESM at a lower computational cost, we utilized an asynchronous coupling when a 100-yr run of the GrISM corresponds to 1-yr run of the INMCM. The weak point of the numerical experiments is comparison of the results with observations. The lack of observations in Greenland and significant inter-annual variability of air temperature, precipitation, surface melting, and run off do not allow formulation of a reliable reference «climate» and corresponding equilibrium state of GrIS. In practice it means that more or less accurate estimates of the past or future changes of the runoff and total GrIS mass discharge is reasonable to obtain in the form of deviations from a reference undisturbed model state.

Поступила 15 апреля 2016 г.

Принята к печати 21 июня 2016 г.

**Ключевые слова:** баланс массы, вычислительный эксперимент, Гренландия, климат, климатическая модель, ледниковый щит, математическая модель, сток.

Модель земной системы (ESM) – относительно новый инструмент исследования изменений климата. Наряду с традиционными для климатических моделей блоками – атмосферным и океаническим, она включает в себя блоки, описывающие динамику биосферы, морского льда и ледниковых щитов (ISM). В статье рассмотрена методика подключения модели динамики Гренландского ледникового щита GrISM к климатической модели (модели общей циркуляции атмосферы и океана, МОЦАО) INMCM Института вычислительной математики РАН в рамках проекта по созданию эффективной модели земной системы. Описаны процедуры для обеспечения двухсторонней связи между GrISM и соответствующими блоками INMCM. Исследована чувствительность расчётных полей баланса массы к некоторым модельным параметрам.

## Введение

Ещё на относительно ранней стадии создания моделей климата их разработчики сознавали то обстоятельство, что полноценная модель климатической системы невозможна без учёта роли криосферы. Под криосферой в контексте климатического моделирования прежде всего понимались ледниковые щиты Гренландии и Антарктиды, хотя позже пределы её были распространены и на область многолетней мерзлоты, и на исчезнувшие палеощиты Северного полушария. В каком-то смысле, приблизительно до середины 1970-х годов развитие климатических моделей и моделей ледниковых щитов шло более или менее параллельно и пути разработчиков практически не пересекались.

Одна из первых попыток объединить модели общей циркуляции атмосферы (МОЦА) и ледникового щита (Ice Sheet Model – ISM) была предпринята У. Гейтсом [1]. В этой, по сути дела, пионерской работе ледниковые щиты использовались лишь для генерирования граничных условий периода 18 тыс. лет назад (л.н.) для МОЦА. В термодинамической модели Х. Адема [2] сходным образом воспроизводился климат последнего ледникового максимума. В этих и некоторых аналогичных работах ледниковые щиты были лишь пассивной компонентой климатической системы. Собственно полноценных ISM на рубеже 1970–80-х годов ещё не было. Первое поколение эффективных трёхмерных комплексных термомеханических моделей появилось в конце 1980-х – первой половине 1990-х годов. Термин «комплексный» отражает то обстоятельство, что, помимо течения и термодинамики собственно щита, модель включает в себя описание изостатического приспособления, процессов на границе с шельфовым ледником (в случае Антарктиды), а также в том или ином виде блок, ответственный за связь с атмосферными процессами или климатической системой. Комплексные модели имели большее, чем раньше, пространственное разрешение (20–40 км), и появилась возможность применять их для решения задач эволюции ледниковых щитов в условиях меняющейся окружающей среды, а также включать в качестве отдельных блоков в климатические модели. Это послужило предпосылкой для возникновения моделей земной системы (ESM – Earth System Model).

Одной из первых, относительно простых ESM, в которой не только воспроизводилась динамика атмосферы и верхнего перемешанного слоя океана, но были также включены морской лёд, процессы на поверхности материков, динамика ледниковых щитов и подстилающих их пород, была модель Ю. Галле и др. [3]. До недавнего времени в качестве климатических блоков системных моделей использовали, в основном, не модель общей циркуляции атмосферы и океана (МОЦАО), а так называемые модели промежуточной сложности (MICS – Model of Intermediate Complexity), описание динамических процессов в которых значительно упрощено, а пространственное разрешение намного ниже по сравнению с МОЦАО [4]. Заметим, что MICS можно рассматривать как развитие упоминавшейся здесь термодинамической модели Адема [5]. Преимущество MICS состоит в том, что, будучи существенно проще, чем МОЦАО, они позволяют выполнять численные эксперименты большой длительности без значительных затрат вычислительных ресурсов. Именно поэтому MICS до сих пор популярны как основа ESM [6, 7]. В то же время, рост производительности вычислительной техники позволяет в настоящее время приступить к построению ESM на основе МОЦАО.

Включение ледниковых щитов в ESM связано с определёнными методологическими трудностями:

1) аккуратное описание динамики ледникового щита требует существенно большего пространственного разрешения, чем в МОЦАО;

2) шаг по времени при интегрировании уравнений динамики ледникового щита и уравнений динамики атмосферы и океана различается на порядки. В зависимости от сложности современных моделей ледниковых щитов шаг по времени, как правило, составляет от нескольких суток до одного года, в то время как интегрирование МОЦАО требует шага по времени несколько минут;

3) зависимость обоих типов моделей от конкретных значений многочисленных параметров, которые далеко не всегда оказываются совместимыми при сопряжении моделей, что ведёт к нереалистичным или трудно интерпретируемым результатам;

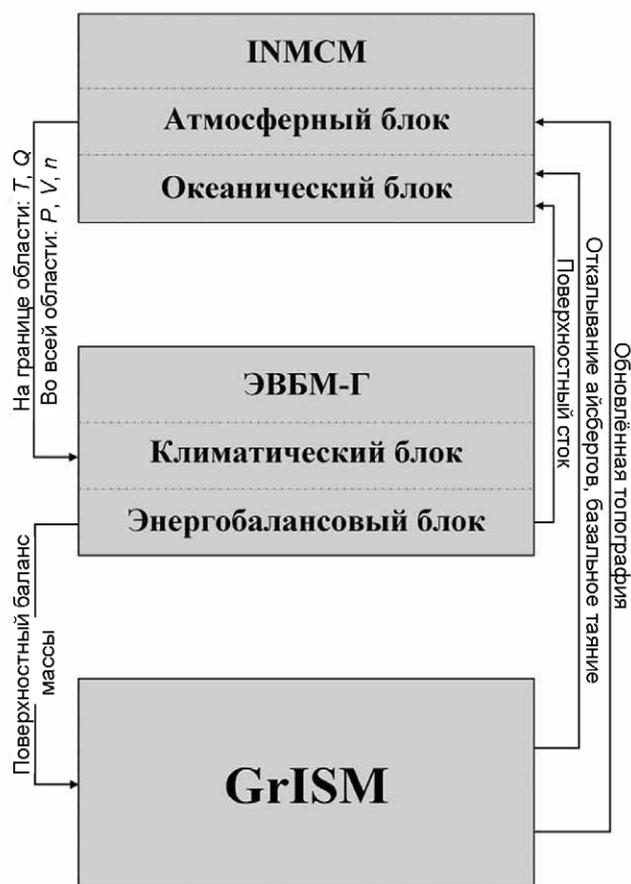
4) определённые сложности при валидации моделей ввиду относительно коротких рядов на-

блюдений за состоянием ледниковых щитов и несопоставимо большего времени их отклика на внешнее воздействие по сравнению с атмосферой и океаном.

В рамках проекта по созданию ESM на базе климатической модели Института вычислительной математики (INMCM) мы разработали процедуры для подключения к ней моделей Антарктического (AISM) и Гренландского (GrISM) ледниковых щитов [8, 9]. В настоящее время AISM подключена к INMCM «напрямую», т.е. только с использованием процедуры интерполяции при переходе с пространственной сетки климатической модели к пространственной сетке AISM. Для подключения GrISM применяется более сложная методика, вызванная прежде всего тем, что поверхностное таяние на окраинах щита – важнейший фактор в балансе массы. Прямая передача результатов моделирования из INMCM в GrISM ведёт к искажению расчётов в основном из-за недостаточного пространственного разрешения в атмосферном блоке INMCM ( $5 \times 4^\circ$ ) [10]. Для более реалистичного воспроизведения полей приземной температуры воздуха и сумм осадков мы разработали и протестировали относительно простую энергволагодансовую модель, которая, с одной стороны, служит буфером между INMCM, а с другой – GrISM. Общий методологический подход к построению буферной модели и её первоначальная версия изложены в работах [1, 3]. В более позднюю её версию, применяемую в настоящее время, внесены существенные изменения. В серии диагностических и прогностических численных экспериментов анализируется реалистичность модельных результатов и исследуется чувствительность составляющих пресноводного стока к ключевым модельным параметрам.

### Метод подключения GrISM к INMCM

Для расчёта составляющих баланса массы (SMB – surface mass balance) крайне важны поля температуры и осадков; пространственное же разрешение модели INMCM не позволяет должным образом учесть влияние орографии на эти параметры. Поэтому GrISM к INMCM подключается не напрямую, а через относительно простую энергволагодансовую модель ЭВБМ-Г



**Рис. 1.** Схема подключения модели Гренландского ледникового щита GrISM к климатической модели INMCM с использованием буферной энергволагодансовой модели ЭВБМ-Г

**Fig. 1.** Coupling scheme of the Greenland ice sheet model GrISM and climatic model INMCM using a buffer energy- and water balance model EWBM-G

(рис. 1). Этот метод был предложен А. Робинсоном и др. [6], однако в связи с тем, что он был разработан для подключения ISM к MIC малого пространственного разрешения, наша версия буферной модели потребовала создания собственных расчётных алгоритмов и пересмотра значений некоторых модельных параметров.

ЭВБМ-Г состоит из двух связанных блоков – условных климатического и масс-балансового. Функция ЭВБМ-Г состоит в усвоении среднесуточных данных о температуре приземного воздуха и приземной удельной влажности на границах области, включающей в себя Гренландию, и преобразовании их в годовые величины SMB и поверхностного стока с учётом влияния рельефа. SMB предназначен для использования в GrISM,

значения стока передаются в океанический блок INMCM, куда также попадают базальный и ледниковый сток через морские участки границы щита (рассчитывается в GrISM). Для параметризации радиационных потоков в ЭВБМ-Г передаются также среднесуточные значения полей приземного давления и скорости ветра, а также поля общей облачности. Эти величины не подвергаются изменению в ЭВБМ-Г.

### Структура ЭВБМ-Г

**Климатический блок ЭВБМ-Г.** В основе ЭВБМ-Г лежат два уравнения диффузии – тепла и влаги – для условных единичных столбов атмосферы. В отличие от первоначальной версии модели [10], вместо сферических координат используются декартовы, а уравнения решаются в прямоугольной области (рис. 2):

$$c_{pa}\rho_a h_a \frac{\partial T_{SL}}{\partial t} = \nabla^2 (D_T T_{SL}) + (1 - \alpha_p) S - (A + BT) + L_w P_w + (L_w + L_s) M_S; \quad (1)$$

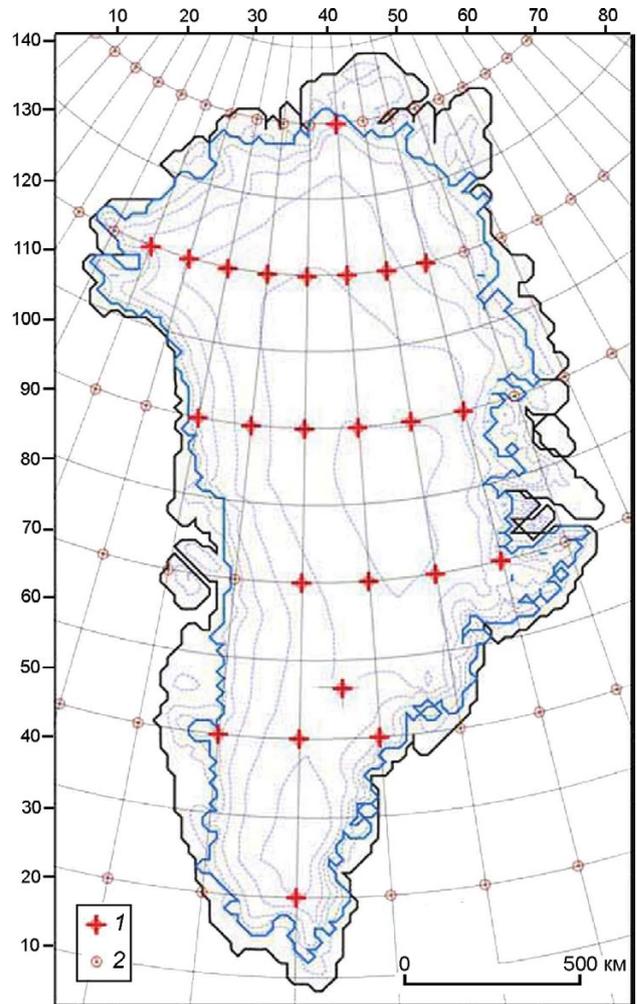
$$\rho_a h_e \frac{\partial q}{\partial t} = \nabla^2 (D_q q) - P. \quad (2)$$

Значения параметров в формулах (1) и (2) и последующих уравнениях даны в табл. 1. Переменные в формулах (1) и (2):  $T_{SL}$  – температура воздуха на уровне моря;  $T$  – температура приземного воздуха;  $D_T$  и  $D_q$  – коэффициенты крупномасштабной диффузии температуры воздуха и удельной влажности соответственно;  $S$  – коротковолновая солнечная радиация у поверхности;  $q$  – удельная влажность приземного воздуха;  $P$  – сумма осадков. В правой части уравнения (1) собраны члены (со второго по четвёртый), отвечающие за источники и стоки тепла – поглощённая солнечная радиация, баланс длинноволновой радиации, скрытое тепло конденсации и снегообразования. Планетарное альbedo параметризуется в соответствии с [6]:

$$\alpha_p = C_0 + C_\alpha \alpha_s,$$

где  $\alpha_s$  – альbedo поверхности [11].

Поглощённая солнечная радиация зависит от прозрачности атмосферы, которая представляет собой эмпирическую функцию абсолютной высоты [12]. Поверхностная температура воздуха



**Рис. 2.** Область, в которой проводятся расчёты на ЭВБМ-Г.

Боковая оцифровка показывает нумерацию узлов регулярной 20-километровой декартовой сетки; 1 – пространственная сетка  $5 \times 4^\circ$ , используемая в INMCM; 2 – узлы сетки INMCM, попадающие во внутреннюю область GrIS и используемые для обновления топографии ледникового щита в прогностических расчётах; изолинии современной измеренной высоты поверхности Гренландии проведены через 500 м

**Fig. 2.** Spatial domain where calculations on the EWBM-G are carried out.

Indicated at the sides, are the numbers of the regular Cartesian grid; 1 – gridpoints of the  $5 \times 4^\circ$  grid employed in the INMCM; 2 – gridpoints in the internal area of the GrIS, which are used for the surface topography updating in prognostic runs. 500-m interval contour lines indicate present-day Greenland surface elevation

вычисляется с использованием пространственно-однородного вертикального градиента

$$T = T_{SL} + \tilde{\gamma}z, \quad (3)$$

который меняется в пределах  $4,6-8,9^\circ\text{C km}^{-1}$  (табл. 2) в зависимости от месяца [13]. Заметим,

Таблица 1. Значения параметров в климатическом и масс-балансовом блоках энерговолабалансовой модели

Параметр	Единица измерения	Наименование/уравнение	Значение
$A$	Вт м <sup>-2</sup>	Параметр в формуле (1)	222,3
$B$	Вт К <sup>-1</sup> м <sup>-2</sup>	Параметр в формуле (1)	1,97
$C_0$	—	Параметр в формуле (3)	0,35
$C_a$	—	Параметр в формуле (3)	0,36
	Дж кг <sup>-1</sup> К <sup>-1</sup>	Теплоёмкость приземного воздуха	1000
	м	Условная высота атмосферного столба	8600
	м	Условная высота «влажного» атмосферного столба	2000
	—	Параметр в формуле (5)	150–350
$K_S$	кг м <sup>-2</sup> день <sup>-1</sup>	Параметр в формуле (13)	6,34 × 10 <sup>-6</sup> (лёд) 4,42 × 10 <sup>-6</sup> (снег)
$K_L$	кг м <sup>-2</sup> день <sup>-1</sup>	Параметр в формуле (13)	11,14 × 10 <sup>-6</sup> (лёд) 7,77 × 10 <sup>-6</sup> (снег)
$L_S$	Дж кг <sup>-1</sup>	Удельная теплота плавления	3,35 × 10 <sup>5</sup>
$L_w$	Дж кг <sup>-1</sup>	Удельная теплота парообразования	2,256 × 10 <sup>6</sup>
$s$	с	Продолжительность суток	86400
$T_0$	К	Температура замерзания пресной воды	273,15
$\varepsilon$	—	Постоянная в формуле (8)	0,98
$\eta_\phi$	(градусы широты) <sup>-1</sup>	Параметр в формулах (6) и (7)	0,57288
$\eta_z$	м <sup>-1</sup>	Параметр в формуле (6)	0,00125
$\kappa_T$	Вт К <sup>-1</sup>	Коэффициент крупномасштабной диффузии тепла	1 × 10 <sup>13</sup>
$\kappa_Q$	кг с <sup>-1</sup>	Коэффициент крупномасштабной диффузии влаги	1 × 10 <sup>10</sup>
$\sigma$	Вт м <sup>-2</sup> К <sup>-4</sup>	Постоянная Стефана-Больцмана	5,67 × 10 <sup>-8</sup>
$\rho_a$	кг м <sup>-3</sup>	Плотность приземного воздуха	1,2754
$\tau$	с	Условное время влагооборота атмосфере	3,32 × 10 <sup>5</sup>

Таблица 2. Среднемесячный вертикальный градиент приземной температуры воздуха, °С км<sup>-1</sup> [13]

Месяц	Значение градиента	Месяц	Значение градиента
I	-7,9	VII	-4,6
II	-8,9	VIII	-5,7
III	-7,9	IX	-6,9
IV	-7,3	X	-7,3
V	-5,9	XI	-6,5
VI	-4,7	XII	-7,6

что в данном случае речь идёт не о вертикальном градиенте в свободной атмосфере, а о вертикальном градиенте при изменении абсолютной высоты подстилающей поверхности.

Расходная часть в формуле (2) – сумма осадков, зависящая от удельной влажности, общего балла облачности  $n$ , условного времени влагооборота в атмосфере  $\tau$  и градиента поверхности  $\nabla z_s$  [6, 14], составляет:

$$P = \left(1 + k |\nabla z_s|\right) \frac{nq}{\tau}. \quad (4)$$

Доля твёрдых осадков в общей сумме выпадающих осадков зависит от приземной температуры воздуха  $T$  в уравнении (3),  $M_s = Pf(T)$ .

Коэффициент  $f$  синусоидально зависит от приземной температуры в диапазоне значений от  $-7$  до  $+7$  °С и считается равным единице при  $T \leq -7$  °С (выпадает только снег) и равным нулю при  $T \geq 7$  °С (выпадает только дождь) [15]. Коэффициенты диффузии в выражениях (1) и (2) пространственно неоднородны [15]:

$$D_T = \kappa_T (1 - \eta_\phi \phi)(1 - \eta_z z); \quad (5)$$

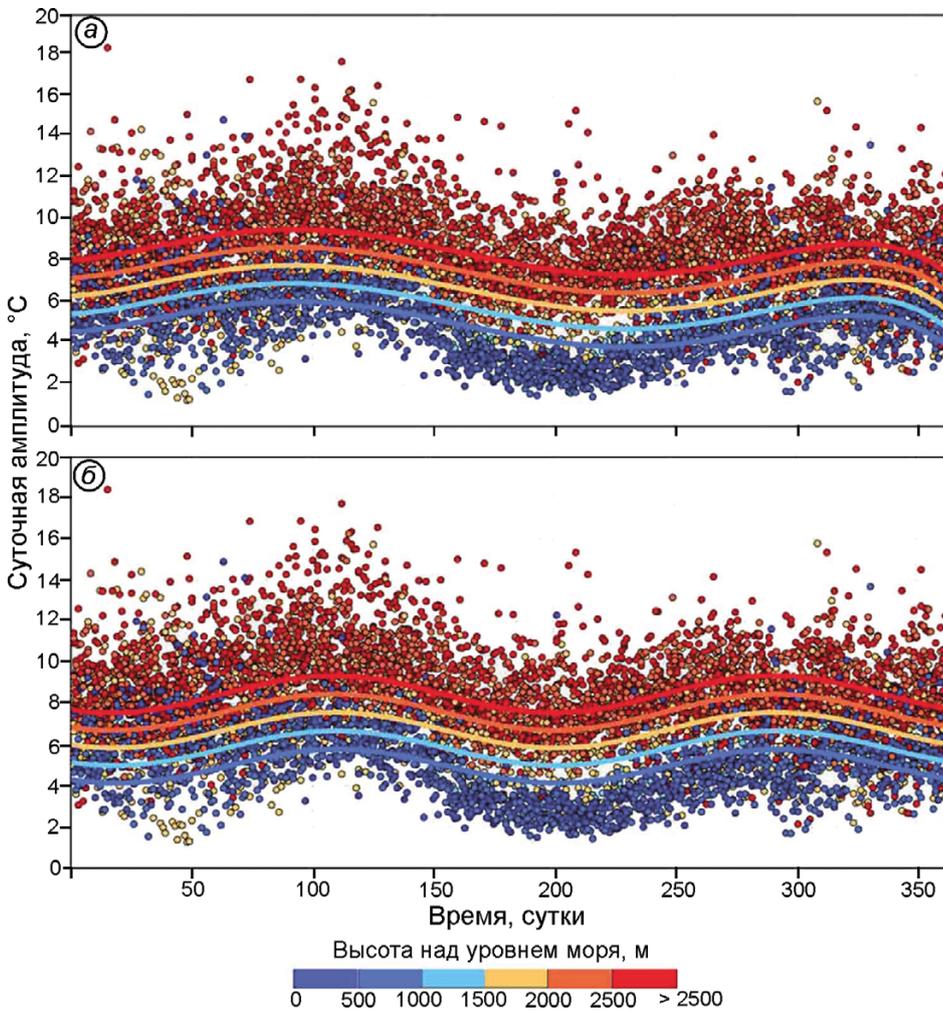
$$D_q = \kappa_q (1 - \eta_\phi \phi), \quad (6)$$

где  $\phi$  – географическая широта;  $z$  – абсолютная высота.

**Масс-балансовый блок ЭВБМ-Г.** Энергетический баланс массы на поверхности ледникового щита [16] определяется как

$$E = SW_\downarrow (1 - \alpha_s) - \varepsilon \sigma T_s^4 + LW_\downarrow + H + LE + G_S,$$

где первый член в правой части представляет собой поглощённую солнечную радиацию, второй – излучение поверхности, третий – противоизлучение атмосферы, четвёртый – поток явного турбулентного тепла, пятый – поток скрытого турбулентного тепла, шестой – теплообмен



**Рис. 3.** Полиномиальная (а) и гармоническая (б) аппроксимации средних многолетних суточных амплитуд приземной температуры воздуха (°C), наблюдаемых на 21 автоматической метеостанции сети GC-Net [15].

Исходные наблюдения показаны цветными кружками, аппроксимирующие кривые для высотных интервалов – цветными линиями

**Fig. 3.** Polynomial (a) and harmonic (b) approximations of multi-annual average daily amplitudes of surface air temperature (°C) measured at 21 automatic weather stations of the GC-Net [15].

Colored circles indicate original observations, colored lines – approximation curves

с нижележащим слоем. Считается, что температура поверхности  $T_S$  совпадает с приземной температурой воздуха  $T_A$ , но не может быть выше температуры таяния, т.е.

$$T_S = T_A \quad T_A \leq T_0$$

$$T_S = T_0 \quad T_A > T_0,$$

где  $T_A$  – приземная температура воздуха.

Ежечасные значения  $T_A$  определяются из рассчитанной в ЭВБМ-Г по граничным условиям INMCM среднесуточной температуры  $\bar{T}_A$ :

$$T_A = \bar{T}_A - \tilde{T}_A \cos\left(2\pi \frac{t}{24}\right),$$

где  $\tilde{T}_A$  – суточная амплитуда,  $t = 0, \dots, 23$  – время в часах.

Это – ключевая переменная, определяющая интенсивность поверхностного таяния и, следовательно, объём поверхностного стока [3]. Анализ многолетних ежечасных измерений

приземной температуры воздуха на 21-й автоматической метеостанции сети GC-Net [17] позволил построить линейную зависимость  $\tilde{T}_A$  от высоты и от времени (рис. 3):

полиномиальную –

$$\tilde{T}_A = t_0 + c_1 m + c_2 m^2 + c_3 m^3 + c_4 m^4 + c_5 m^5 + l_0 + l_1 z \quad (7)$$

и гармоническую –

$$\tilde{T}_A = t_0 + (a_0 + a_1 z) \sin[4\pi m/365 + (b_0 + b_1 z)] + (f_0 + f_1 z), \quad (8)$$

где  $m = 1, \dots, 365$  – день стандартного года;  $z$  – абсолютная высота.

В целом уравнения (7) и (8) дают очень схожие результаты расчётов составляющих баланса массы (в пределах 1% по всем составляющим), однако среднеквадратическое отклонение  $\tilde{T}_A$  от наблюдаемой амплитуды в случае гармонической аппроксимации (при  $t_0 = 0$ ) несколько меньше (0,62 и 0,86 соответственно). Необходимость введения  $t_0$  обсуждается в следующем

Таблица 3. Значения постоянных в аппроксимирующих уравнениях (7) и (8) для суточной амплитуды приземной температуры воздуха

Полиномиальная (7)		Гармоническая (8)	
наименование	значение	наименование	значение
$c_1$	$5,7 \times 10^{-3}$	$a_0$	0,798
$c_2$	$6,1 \times 10^{-4}$	$a_1$	$4,2 \times 10^{-6}$
$c_3$	$7,9 \times 10^{-6}$	$b_0$	4,053
$c_4$	$4,3 \times 10^{-8}$	$b_1$	$3,3 \times 10^{-6}$
$c_5$	$3,9 \times 10^{-11}$	$f_0$	4,121
$l_0$	3,748	$f_1$	$1,749 \times 10^{-3}$
$l_1$	$1,75 \times 10^{-3}$		

разделе. Значения остальных параметров даны в табл. 3.

Сумма второго и третьего членов в правой части уравнения (1) представляет собой эффективное излучение, определяемое по формуле Брента с поправкой на облачность. Потoki явного  $H$  и скрытого  $LE$  турбулентного тепла рассчитываются только для случая  $T_A > T_0$  [18]:

$$H = \frac{L_m K_S (T_A - T_0) \nu p}{s}; \quad (9)$$

$$LE = \frac{L_m K_L (e - e_s) \nu}{s}, \quad (10)$$

где  $L_M$  – удельная теплота плавления;  $\nu$  – модуль скорости ветра;  $p$  – атмосферное давление;  $e$  – упругость водяного пара;  $e_s$  – упругость насыщения.

Согласно выражениям (9) и (10),  $H$  – всегда положителен, а  $LE$  – всегда отрицателен, причём значения обоих потоков отличны от нуля только в области абляции. Для расчётов стока это ограничение несущественно, поскольку область значений  $T_A > T_0$  фактически задаётся независимо от расчётов энергетического баланса. Членом  $G_S$  мы пренебрегаем из-за его крайне малого вклада в энергетический баланс. Величина  $G_S$  на большей части территории Гренландского ледникового щита (GrIS) составляет в зимние месяцы от  $-2$  до  $-8$  Вт  $m^{-2}$ , а в летние – от  $1$  до  $5$  Вт  $m^{-2}$ , т.е. по меньшей мере на порядок меньше первых трёх членов правой части уравнения (8) [16].

Годовой баланс массы на поверхности GrIS за один модельный год,  $SMB$ , выражается как разность между аккумуляцией  $AC$  и стоком  $RO$ :

$$SMB = \sum_1^{365} [AC - RO] = \sum_1^{365} [(PS + PL - SU - QE) - (M - RF)]. \quad (11)$$

Аккумуляция складывается из суммы выпавших твёрдых и жидких осадков,  $PS$  и  $PL$ , из которых вычитается количество испарившейся влаги с поверхности  $SU$  (пропорциональна  $LE$ ) и испарившегося в воздухе снега  $QE$ . Существующие методы параметризации последнего слагаемого ненадёжны, поэтому мы его опускаем. Величина стока складывается из растаявшего снега и льда  $M$  и суммы жидких осадков, за вычетом вторично замёрзшей талой воды и частично замёрзших жидких осадков  $RF$ . Как было отмечено в предыдущем разделе, доли  $PS$  и  $PL$  в общем количестве осадков зависят от  $T_A$ . Величина  $E$  определяет количество энергии, доступной для таяния снега/льда:

$$M = \max(E, 0) / L_M \quad T_S \geq T_0$$

$$M = 0 \quad T_S < T_0.$$

Количество повторно замёрзшей талой воды  $RF$  ограничивается количеством доступной для замерзания воды  $W_r$ , пористостью поверхностного слоя снега/фирна и балансом энергии на поверхности. В упрощённом случае без привлечения модели, описывающей процесс просачивания воды в тело снега/фирна,  $RF$  можно определить как [19]

$$RF = \min[P_r, W_r],$$

где  $P_r$  – потенциально-удерживаемая вода; для её расчёта в [20] была предложена формула

$$P_r = \frac{\max(E, 0) [1 - \exp(-T_{sn})]}{L_m}, \quad (12)$$

где  $T_{sn}$  – средняя температура верхнего двухметрового слоя снега/фирна, °C.

В работе [21] показано, что формула (12) работает при замене  $T_{sn}$  на  $T_s - T_0$ . В соответствии с нашей оценкой, при такой замене в формуле (12) корректные результаты получаются, если

$$P_r = \frac{\max(E, 0) [1 - R^{(T_s - T_0)}]}{L_m},$$

где  $R = 1,2$ .

Будем считать, что вся талая или выпавшая в виде дождя вода либо повторно замерзает в течение тех же суток, когда имело место таяние или выпадение жидких осадков, либо удаляется из верхнего слоя снега/фирна, т.е. считается стоком.

## Расчёт изменения массы GrIS

Расчёт вариации массы GrIS в условиях климатических изменений — это, фактически, одна из ключевых целей включения GrISM в ESM. Изменения топографии будут иметь ограниченный и в основном региональный эффект на атмосферную циркуляцию. Эффект от изменения массы GrIS будет глобальным, прежде всего в результате увеличения среднего уровня Мирового океана. Расход массы GrIS складывается из трёх компонентов — поверхностного стока ( $RO$  в уравнении 11), «базального» стока, формирующегося за счёт таяния ледникового щита на нижней границе, и расхода льда за счёт откалывания айсбергов на морских участках границы GrIS. В реальности, основная масса айсбергов выносятся через немногочисленные выводные потоки (хотя общее число окраинных ледников исчисляется сотнями). О масштабах расхода массы через окраинные ледники говорят следующие цифры. Например, согласно недавней оценке [22], объём льда, ежегодно выносимый ледником Якобсхавн (Jakobshavn Isbræ), через который дренируется 7,5% территории GrIS, достигал  $50 \text{ Гт год}^{-1}$  (около  $45 \text{ Гт год}^{-1}$  в водном эквиваленте). Расход ледника Якобсхавн оценивался в  $24 \text{ Гт год}^{-1}$  в 1996 г. и в  $46 \text{ Гт год}^{-1}$  в 2005 г. А суммарный расход 12 окраинных ледников Гренландии (с расходом более  $10 \text{ Гт год}^{-1}$ ) составлял в 1996 г.  $185 \text{ Гт год}^{-1}$ , т.е. чуть менее половины всего расхода через морскую границу [15]. Общий расход льда только двух ледников — Кангерлуссуак и Хельхейм (Kangerdlugssuaq, Helheim) — в 1996 г. был равен около 38% общего расхода Восточной Гренландии. Разумеется, в GrISM, пространственное разрешение которой 20 км, невозможно описать расход льда окраинными ледниками напрямую, поэтому поток льда через морскую границу рассчитывается как произведение толщины льда на осреднённую по глубине скорость течения в ячейке ледникового щита, граничащей с океаном.

Направление поверхностного стока определяется по одному из восьми направлений в сторону максимального градиента поверхности (рис. 4, а). Алгоритм расчёта построен таким образом, что весь объём стока концентрируется в пограничных точках острова. Все осадки, выпадающие на сво-

бодной ото льда территории, также учитываются как поверхностный сток.

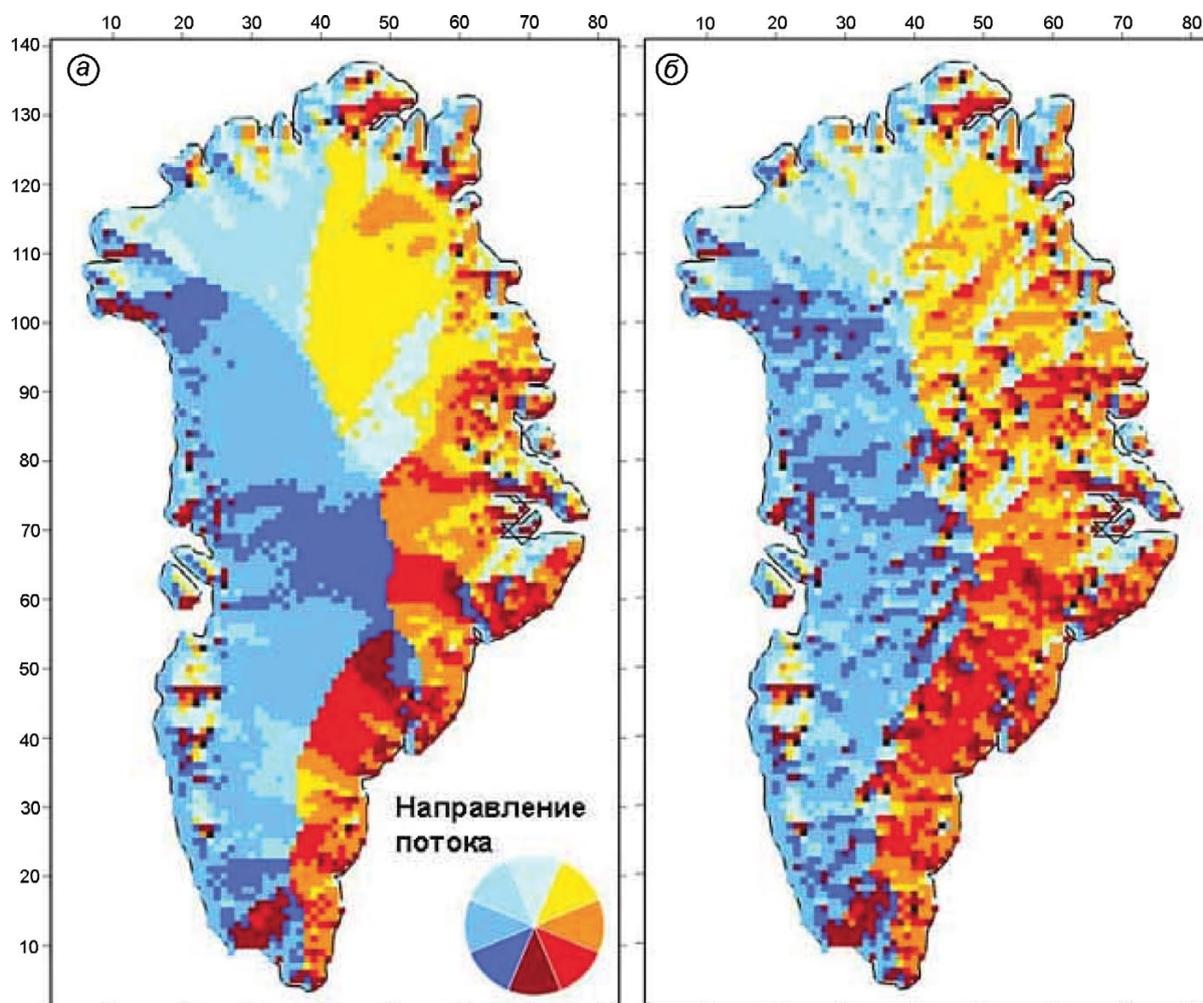
Вклад «базальной» составляющей  $BRO$  невелик — 3–6% поверхностного стока. Её объём оценивается, исходя из скорости базального таяния, которая рассчитывается в GrISM. Направление потока талой воды определяется как и направление потока поверхностного стока по восьми направлениям, однако для расчёта максимального градиента используется гидравлический потенциал  $\Phi$  [23]:

$$\Phi \approx \rho_i g (h + 0,1b).$$

Разрешения GrISM достаточно для определения общего направления стока (см. рис. 4, б). Для корректного расчёта  $RO$  и  $BRO$  был исключён сток, аккумулирующийся в локальных депрессиях. Все три составляющие расхода массы суммируются на внешней границе максимального распространения GrIS во время последнего ледникового максимума, в ближайших к пограничным ячейкам, и перераспределяются между шестью точками стока на линии максимального распространения, соответствующими основным водосборным бассейнам. После этого величины суммарного расхода передаются в «привязанные» к точкам стока узлы сетки  $1,5 \times 2^\circ$  океанического блока INMCM каждые два модельных часа; для этого производится соответствующий перерасчёт первоначальных сумм расхода. Их обновление происходит ежегодно.

## Последовательность расчётов и численные методы

Модельные данные, осреднённые за одни модельные сутки, интерполируются методом двухмерной сплайн-аппроксимации в узлы 20-километровой сетки (см. рис. 2), при этом приземная температура воздуха и удельная влажность интерполируются только в узлы на границе, а приземное давление, абсолютное значение приземной скорости ветра и балл общей облачности — во все 20-километровые узлы области. Уравнения (1) и (2) климатического блока решаются неявным безусловно-устойчивым методом переменных направлений. Для ускорения сходимости на первом этапе производится расчёт полей  $T$  и  $Q$  на грубой сетке  $40 \times 140 \text{ км}$  (каждый второй узел по оси  $x$  и каждый седьмой по оси  $y$  стандартной исходной 20-километровой сетки  $83 \times 141$  узел). Расчёт для каждых суток производится независимо. Таким об-



**Рис. 4.** Направления потока талой воды: поверхностного (а) и базального (б).

На врезке – цветная шкала направлений потока

**Fig. 4.** Melted water flow direction: surface (a), basal (b).

In the inset: color scale of flow directions

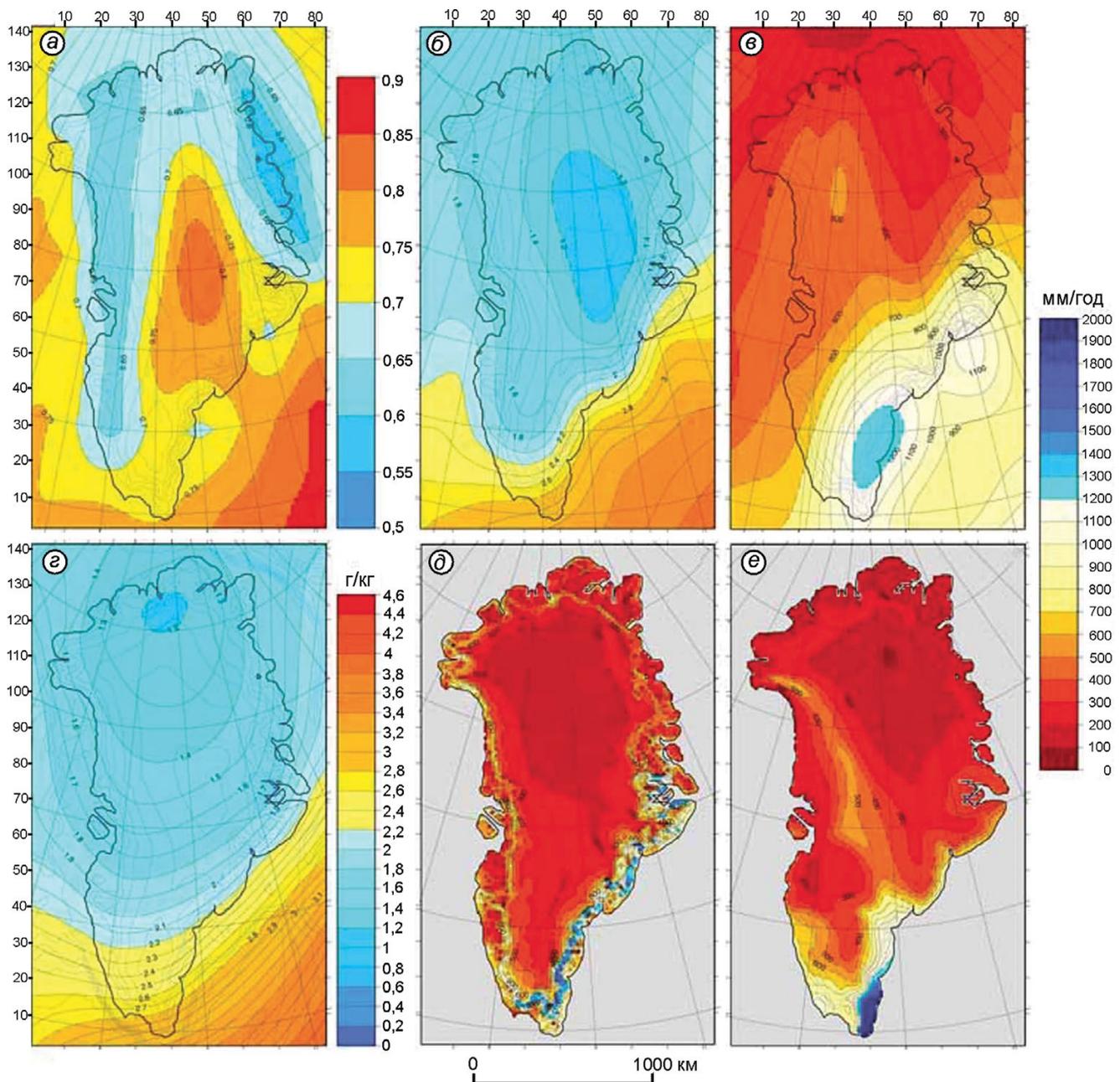
разом находятся стационарные состояния полей  $T$  и  $Q$  для каждого модельного дня. Масс-балансовый блок подключается на втором этапе.

Полученные значения годового поверхностного баланса массы передаются каждый модельный год в GrISM, где рассчитывается толщина льда. Обновлённые значения топографии поверхности интерполируются в узлы сетки INMCM и после пространственного сглаживания присваиваются этим узлам. Работа полной модели может вестись в синхронном или асинхронном режиме. В первом случае на каждый модельный год интегрирования INMCM приходится один модельный год интегрирования GrISM, обмен данными производится ежегодно. В случае асинхронного объединения на каждый модельный год INMCM приходится более

одного модельного года интегрирования GrISM. Асинхронное объединение позволяет существенно сократить время счёта, так как временной шаг для интегрирования GrISM – один год, а адаптация ледникового щита к обновлённым климатическим условиям происходит довольно медленно в силу большой инерции.

#### Модельные составляющих SMB и стока

**Диагностические эксперименты.** Модельное поле осадков над Гренландией определяется двумя переменными и двумя параметрами в уравнении (5). Величина параметра  $\tau$  характеризует интенсивность осадков во всей области. Очевид-



**Рис. 5.** Осреднённые поля среднегодовых значений общей облачности (а), приземной удельной влажности,  $\text{г кг}^{-1}$  (б) и годовых сумм осадков, мм (в), рассчитанные в INMCM в ходе 30-летнего численного эксперимента. Среднегодовая приземная удельная влажность,  $\text{г кг}^{-1}$  (з) и годовая сумма осадков, мм, (д) рассчитаны в ЭВБМ-Г. Реконструированное поле годовых сумм осадков, мм [24] (е)

**Fig. 5.** Fields of annual average cloudiness (a), surface specific humidity,  $\text{g kg}^{-1}$  (б) and annual precipitation sums, mm (в), calculated by INMCM during a 30-yr numerical experiment. Surface specific humidity,  $\text{g kg}^{-1}$  (з) and annual precipitation, mm (д), calculated in EWBM-G. Reconstructed field of annual precipitation, mm [24] (е)

но, что его конкретное и постоянное значение в достаточной мере условно. Предварительные эксперименты показали, что более оправдано использование значения  $\tau = 3,8 \div 4,0$  сут. (см. табл. 1) вместо  $\tau = 5$  сут. как в [6].

Поле общей облачности (рис. 5, а) рассчитывается в INMCM и не претерпевает изменений в ЭВБМ-Г. Поле приземной удельной влажности задаётся на границах расчётной области (см. рис. 2) и в ходе расчётов перераспределяется в соответствии

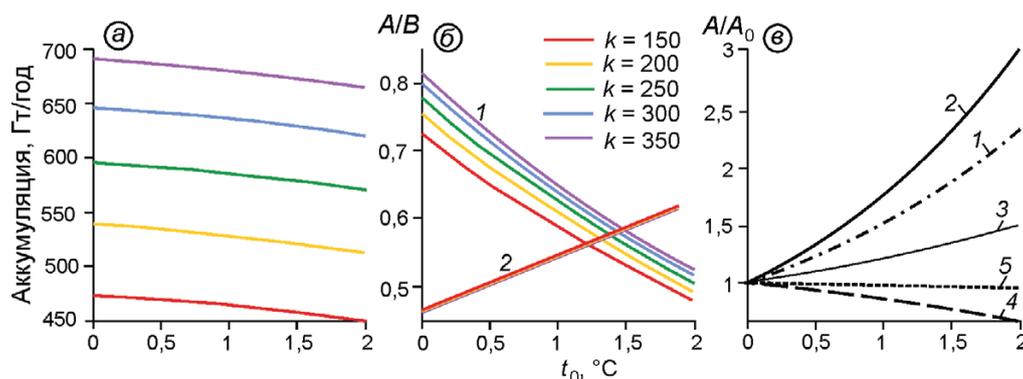
с генерируемым полем осадков (см. рис. 5, *г, д*). Разумеется, два этих поля несколько отличаются от тех, что рассчитываются в INMCM (см. рис. 5, *б, в*). Очевидно, что поле осадков INMCM в гораздо меньшей степени привязано к рельефу. По сравнению с реконструированным полем [24] (см. рис. 5, *е*) и полем, рассчитанным в ЭВБМ-Г, оно более «сглажено», и количество осадков в Северной Гренландии существенно завышено [1].

Реконструкция [24], по-видимому, также несколько занижает количество осадков в прибрежных районах восточной и юго-восточной Гренландии, где определяющую роль играет рельеф. Это обстоятельство подтверждено в численных экспериментах с региональной климатической моделью RASMO/2GR, имеющей пространственное разрешение 11 км [12]. Из результатов, полученных в работе [12], следует, что для аккуратного расчёта количества осадков в областях с расчлнённым рельефом или с большими значениями уклонов поверхности необходимо пространственное разрешение, существенно превышающее разрешение МОЦАО. Хотя пространственное разрешение ЭВБМ-Г (20 км) несколько ниже, чем RASMO2/GR (11 км), оно позволяет рассчитывать осадки с большей точностью, чем INMCM. В связи с тем, что количество осадков в Гренландии в значительной степени зависит от орографиче-

ских условий, а повышенные значения сконцентрированы в узкой прибрежной полосе на юге, юго-востоке и востоке острова [9], уравнение (4) позволяет гораздо реалистичнее описать поле осадков по сравнению с простой интерполяцией поля, генерируемого INMCM [10].

Сопоставление модельных полей осадков с реконструкцией [24] позволило установить границы вариаций параметра  $k$ , определяющего степень влияния рельефа на интенсивность осадков ( $150 \leq k \leq 350$ ). Мы провели серию из 105 численных экспериментов с современной конфигурацией GrIS [25], в которых параметры  $k$  и  $t_0$  варьировали. Настраиваемый параметр  $t_0$  определяет систематическое отклонение модельной  $\tilde{T}_A$  от наблюдаемой. Его введение обусловлено следующими соображениями. Анализ данных GC-Net показывает, что типичное значение среднеквадратического отклонения суточной амплитуды для диапазона высот 0–2500 м составляет в среднем 1,18–1,25 °C. Использование модельных климатических значений  $\tilde{T}_A$  приводит к занижению максимальных значений суточной температуры и соответственно количества талой воды. Введение  $t_0$  призвано компенсировать сглаженный характер  $\tilde{T}_A$ .

Рассчитанная в результате суммарная аккумуляция варьировала в пределах 450–680 Гт год<sup>-1</sup> (рис 6, *а*). В аналогичных модельных расчётах эта



**Рис. 6.** Обобщённые результаты диагностических численных экспериментов с ЭВБМ-Г, в которых варьировались значения параметров  $t_0$  и  $k$ :

*a* – суммарная аккумуляция, Гт год<sup>-1</sup>; *б* – 1 – отношение суммарного стока (*A*) к суммарному таянию (*B*), 2 – отношение суммарного количества повторно замёрзшей воды (*A*) к суммарному таянию (*B*); *в* – отношение величин некоторых составляющих баланса массы (*A*) при  $k = 250$  и  $t_0 = 0 \pm 2$  °C к значениям при  $t_0 = 0$  °C ( $A_0$ ) (1 – таяние, 2 – повторное замерзание, 3 – сток, 4 – поверхностный баланс массы, 5 – аккумуляция)

**Fig. 6.** Generalized results of diagnostic numerical experiments with the EWBM-G with variations of the values of the parameters  $t_0$  and  $k$ :

*a* – total accumulation, Gt yr<sup>-1</sup>; *б* – 1 – ratio of the total run off (*A*) to the total melting (*B*), 2 – ratio of the total refrozen water (*A*) to the total melting (*B*); *в* – ratio of the selected mass balance components with  $k = 250$  and  $t_0 = 0 \pm 2$  °C to the values with  $t_0 = 0$  °C ( $A_0$ ) (1 – melting, 2 – refreezing, 3 – run off, 4 – surface mass balance, 5 – accumulation)

Таблица 4. Модельные компоненты поверхностного баланса массы Гренландского ледникового щита ( $\text{км}^3 \text{год}^{-1}$  или  $\text{Гт} \text{год}^{-1}$ ) для периода 1958–2007 гг. (Polar MM5 до 2006) [16]\*

Модель	<i>PS</i>	<i>PL</i>	<i>AC</i>	<i>SU</i>	<i>RO</i>	<i>M</i>	<i>RF</i>	<i>SMB</i>	<i>RO/M</i>	<i>RF/M</i>
RACMO2/GR	696	46	716**	26	248	404	202	469±41	0,614	0,500
MAR	578	22	595**	5	307	580	295	288	0,529	0,509
Polar MM5	678	18	588	108	232	249	35	365	0,932	0,141
ERA-40	582**	28	572**	38	285	341	84	287	0,836	0,246

\**PS* – твёрдые осадки; *PL* – жидкие осадки; *AC* – аккумуляция; *SU* – сублимация; *RO* – поверхностный сток; *M* – таяние; *RF* – вторично замёрзшая вода; *SMB* – поверхностный баланс массы; \*\*рассчитано как  $PS + PL - SU$ .

величина находилась в пределах 540–717  $\text{Гт} \text{год}^{-1}$  (табл. 4). Обратим внимание, что оценки в табл. 4 даны для конкретных периодов времени, в течение которых могли наблюдаться значительные вариации аккумуляции, обусловленные либо внутренней изменчивостью модельного климата, либо естественной изменчивостью, если в качестве «внешнего» климата использовались данные реанализа. Зависимость суммарной аккумуляции от  $t_0$  довольно слабая, так как рост сублимации (единственной переменной, влияющей на величину аккумуляции) при увеличении  $t_0$  невелик. Естественно, что рост  $k$  приводит к росту аккумуляции, прежде всего на окраинах GrIS.

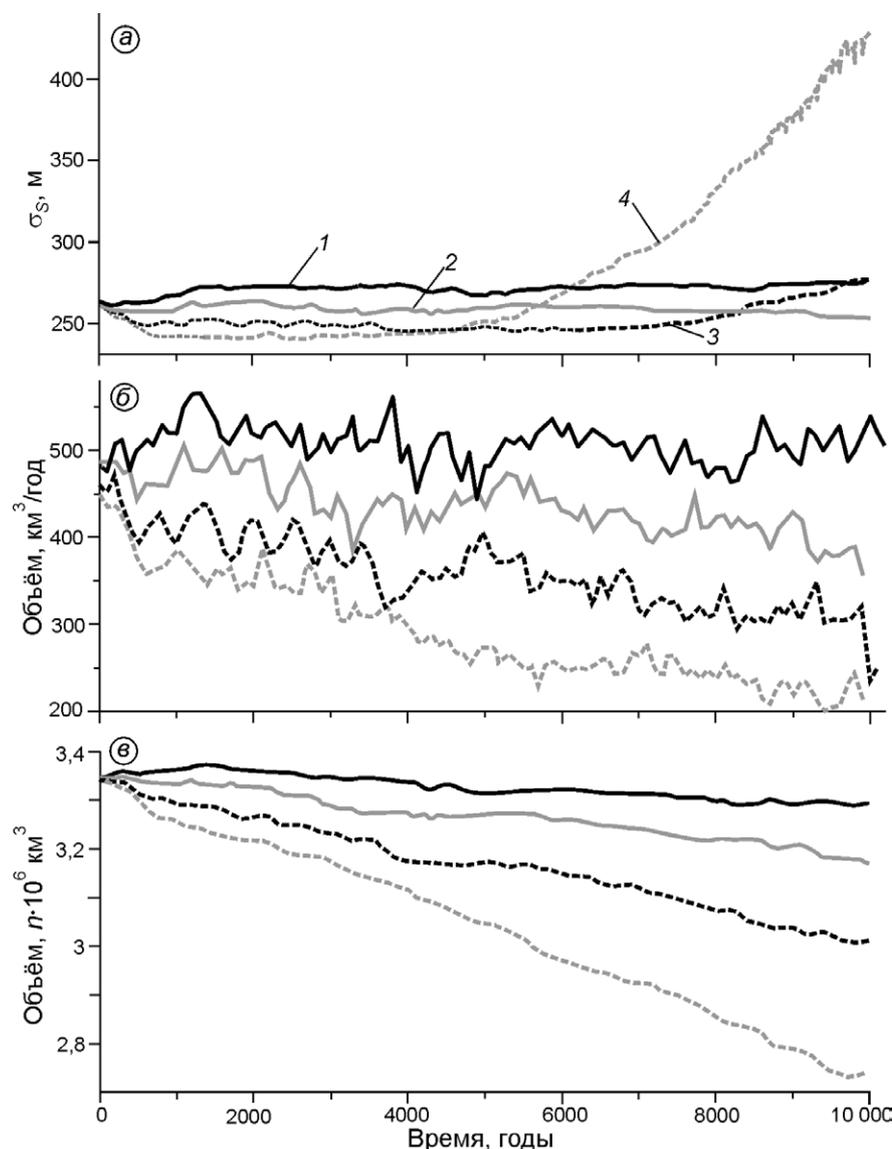
Как можно было ожидать, увеличение  $t_0$  – причина роста суммарного таяния, однако при этом отношение суммарного стока к суммарному таянию падает с ростом  $t_0$  (см. рис. 6, б). Это объясняется тем, что с ростом  $t_0$  увеличивается количество повторно замёрзшей талой воды (кривая «Повторное замерзание» на рис. 6, в). Таяние растёт тоже, но не так быстро. Заметим, что отношение суммарной повторно замёрзшей воды к суммарному таянию практически не зависит от  $k$  и все пять прямых зависимости этого соотношения от  $t_0$  на рис. 6, б сливаются в одну линию. Объективно оценить реалистичность модельных расчётов с большой уверенностью можно лишь при сравнении с данными наблюдений и расчётами, выполненными на их основе. Если приходную часть баланса можно сравнить с реконструкциями аккумуляции или данными АМС, то расходную часть сравнивать фактически не с чем. Этому препятствуют, на наш взгляд, два обстоятельства: высокая межгодовая изменчивость ключевой величины – поверхностного таяния [3]; невозможность выполнить прямые измерения величин в расходной части баланса массы в масштабах всего ледникового щита.

Наши оценки соотношений  $RO/M$  и  $RF/M$  в целом соответствуют аналогичным немногочис-

ленным оценкам из табл. 4. Для сравнения с нашими результатами из всех модельных результатов, собранных в [11], были отобраны лишь те, которые получены на основе численных экспериментов сопоставимой длительности и относятся к одному периоду времени. Соотношению  $RO/M$  (0,5–0,9 в предпоследней графе табл. 4) соответствуют значения  $0 \leq t_0 \leq 1,8$  при всех  $k$ , а соотношению  $RF/M$  (0,1–0,5) – значения  $0 \leq t_0 \leq 0,5$  для моделей RACMO2/GR и MAR. В последнем случае сопоставление возможно с результатами двух моделей – RACMO2/GR и MAR, так как  $RF/M$ , рассчитанное для результатов расчётов на моделях Polar MM5 и ERA-40, ниже наименьшего из значений наших оценок.

**Прогностические эксперименты.** Под прогностическими экспериментами подразумевается исследование работы связки моделей INMCM–ЭВБМ-Г–GrISM, в которой ведётся обмен данными между блоками в соответствии с рис. 1. В экспериментах реализовано асинхронное объединение: на каждый модельный год INMCM и ЭВБМ-Г приходится 100 модельных лет работы GrISM. При такой постановке эксперимента ледниковый щит приспособляется к модельному климату за 100 модельных лет, а атмосферный и океанический блоки INMCM усваивают небольшие изменения топографии и обновлённые значения стока с GrIS. В качестве начальных данных для GrISM использованы результаты одного из численных экспериментов [26], в котором было сгенерировано поле топографии поверхности и толщины льда с минимальными отклонениями от современного.

Используя аппроксимационное уравнение (12), мы провели четыре эксперимента длительностью 10 тыс. модельных лет с  $t_0 = 0^\circ\text{C}$  (эксп. 1),  $0,5^\circ\text{C}$  (эксп. 2),  $1,0^\circ\text{C}$  (эксп. 3) и  $1,5^\circ\text{C}$  (эксп. 4). Применение  $t_0 > 1,5^\circ\text{C}$  показало свою нецелесообразность после первых модельных лет счёта. Очевидно, что собственная межгодовая изменчи-



**Рис. 7.** Обобщённые результаты прогностических численных экспериментов (1–4) с системой моделей INMCM–ЭВБМ–Г–GrISM. Изменение среднеквадратического отклонения модельной высоты от наблюдаемой, м (а), ледникового стока через морские участки GrIS,  $\text{km}^3 \text{год}^{-1}$  (б) и общего объёма GrIS, млн  $\text{km}^3$  (в)

**Fig. 7.** Generalized results of prognostic numerical experiments (1–4) with a fully coupled system INMCM–EWBM–G–GrISM.

Change of the mean square error of the modeled surface elevation from the observed one, m (a), ice flow through the marine boundary of the GrIS,  $\text{km}^3 \text{yr}^{-1}$  (b), total volume of the GrIS, mln.  $\text{km}^3$  (c)

вость аномалий приземной температуры воздуха определяет верхний предел для  $t_0$  в прогностических экспериментах. Резкий переход в состоянии GrIS происходит при росте  $t_0$  с 1,0 до 1,5 °C. После приблизительно 5 тыс. модельных лет, в течение которых среднеквадратическое отклонение модельной топографии от наблюдаемой  $\sigma_s$  находится практически на одном уровне, начинаются резкая перестройка поля высоты поверхности и соответственно быстрое увеличение  $\sigma_s$ . Очевидно, что значение  $t_0 = 1,5$  °C завышено, по-видимому, предельное значение  $t_0 \approx 1,0$  °C.

В результате приспособления GrIS к модельным климатическим условиям во всех четырёх экспериментах происходит уменьшение объёма щита – от незначительного в эксп. 1 (1,5%) до су-

щественного в эксп. 4 (18,5%) (рис. 7, в). Снижение объёма сопровождается уменьшением доли расхода льда через морские участки границы (см. рис. 7, б) при практически неизменном объёме поверхностного стока. Последнее объясняется тем, что климатические условия, определяющие объём поверхностного стока, стационарны.

### Заключение

Расчёт расхода массы – ключевая задача при оценке вклада ледниковых щитов в повышение уровня моря в периоды межледниковий. Задача оценки потенциального вклада Гренландского ледникового щита отличается от таковой для

Антарктического в силу различий их динамики, а также причин и движущих механизмов изменений. В случае GrIS ведущую роль в процессе расхода массы играют поверхностное таяние и связанные с ним явления – вторичное замерзание талой воды и удержание её в теле щита, а также скачкообразное изменение альбедо при отступании границы ледника. Очевидно, что интенсивность таяния зависит прежде всего от температуры приземного воздуха. В Антарктиде, в отличие от Гренландии, глобальный рост приземной температуры воздуха приведёт к интенсификации поверхностного таяния лишь в очень ограниченных окраинных областях и, согласно многочисленным оценкам, едва ли заметно повлияет на баланс массы щита. Здесь задействованы иные механизмы, связанные с зависимостью расхода массы AIS через линию налегания от изменения ряда внешних факторов. Учитывая сложность задачи реконструкций и прогноза вклада ледниковых щитов в изменение уровня Мирового океана, её решение невозможно без использования методов математического моделирования.

В настоящее время развитие вычислительных возможностей сделало возможным построение так называемых моделей земной системы. В них, наряду с традиционным атмосферным и океаническим блоками (фактически МОЦАО), включаются блоки биосферы, морского льда и ледниковых щитов. Настоящая работа есть продолжение исследований, начатых ранее [10, 11], и посвящена интеграции в модель земной системы, основой которой служит МОЦАО INMCM, Гренландского ледникового щита. Поскольку интерполяция полей INMCM в случае GrIS малоэффективна по причинам, рассмотренным в настоящей работе, мы применили метод использования буферной модели как интерфейса между МОЦА и GrISM, сформулированный в работе [6]. Буферная модель ЭВБМ-Г была протестирована в серии диагностических и прогнозных численных экспериментов, в которых варьировали ключевые модельные параметры, определяющие интенсивность осадков и таяния. Диагностические эксперименты проводили с использованием осреднённых за 30 модельных лет данных INMCM и современной топографии GrIS. Выполнена оценка чувствительности составляющих баланса массы к межгодовой

изменчивости суточных аномалий приземной температуры воздуха. В диагностических экспериментах топография GrIS свободно эволюционировала, приспосабливаясь к меняющимся граничным условиям. В серии прогнозных экспериментов показано, что с приспособлением GrIS к модельному доиндустриальному климату первоначально завышенный объём щита снижается. Было установлено пороговое значение для одного из ключевых модельных параметров, определяющих суточную амплитуду приземной температуры воздуха.

Сравнение составляющих поверхностного баланса массы, полученных в ходе диагностического моделирования, с такими же характеристиками, полученными на других аналогичных моделях, показало, что использование ЭВБМ-Г позволяет получить сопоставимые результаты при существенно меньших вычислительных затратах. Значительные сложности возникают при сравнении результатов с ходом реальных климатических процессов. Впрочем, это актуально для любых моделей, поскольку спутниковый мониторинг за колебаниями массы GrIS, а также за отдельными характеристиками, которые могли бы быть косвенно использованы для валидации модельных результатов (например, распространение области таяния), и данные наблюдений на двух десятках автоматических метеостанций стали доступны лишь в последние годы. Малая длительность рядов наблюдений, высокая межгодовая изменчивость и наличие линейных трендов в рядах ограничивают применение данных наблюдений для оценки надёжности модельных расчётов. Стратегически это, по-видимому, означает, что в обозримом будущем для оценки изменений состояния ледниковых щитов придётся придерживаться метода аномалий, т.е. все изменения сравнивать с референтным невозмущённым модельным состоянием.

**Благодарности** Авторы благодарны Ф. Хёбрехтсу (P. Huybrechts) из Свободного Университета Брюсселя (Vrije Universiteit Brussel), Бельгия, за предоставление исходного кода модели ледникового щита. Исследование выполнено в ИВМ РАН при поддержке Российского научного фонда (проект №14-27-00126 «Исследование климата Земли с помощью перспективной модели земной системы»).

**Acknowledgments.** We thank P. Huybrechts from Vrije Universiteit Brussel, Belgium, for providing the source code for ice sheet modeling. The work

was performed in INM RAS and funded by the Russian Foundation of Basic Research (grant 14-27-00126).

## Литература

1. *Gates W.L.* The numerical simulation of ice-age climate with a global general circulation model // *Journ. of Atmospheric Science*. 1976. V. 33. P. 1844–1873.
2. *Adem J.* Numerical experiments on ice age climates // *Climate Dynamics*. 1981. V. 3. P. 155–171.
3. *Gallée H., Van Ypersele J.P., Fichefet T., Tricot Ch., Berger A.* Simulation of the Last Glacial Cycle by a coupled, sectorial averaged climate-ice sheet model: 2. Response to insolation and CO<sub>2</sub> variations // *Journ. of Geophys. Research*. 1992. V. 97. P. 15713–15740.
4. *Calov R., Ganapolski A., Petoukhov V., Claussen M.* Large-scale instabilities of the Laurentide ice sheet simulated in a fully coupled climate-system model // *Geophys. Research Letters*. 2002. V. 29. doi:10.1029/2002GL016078.
5. *Adem J.* Low resolution thermodynamic grid models // *Dynamics of Atmospheres and Oceans*. 1979. V. 3. P. 433–451.
6. *Robinson A., Calov R., Ganapolski A.* An efficient regional energy-moisture balance model for simulation of the Greenland Ice Sheet response to climate change // *The Cryosphere*. 2010. V. 4. P. 129–144.
7. *Roche D.M., Dumas C., Bügelmayr M., Chabrit S., Ritz C.* Adding a dynamical cryosphere to iLOVECLIM (version 1.0): coupling with the GRISLI ice-sheet model // *Geoscientific Model Development*. 2014. V. 7. P. 1377–1394.
8. *Huybrechts P.* Sea-level changes at the LGM from ice-dynamic reconstructions of the Greenland and Antarctic ice sheets during the glacial cycles // *Quaternary Science Reviews*. 2002. V. 21. P. 203–231.
9. *Huybrechts P., de Wolde J.* The Dynamic Response of the Greenland and Antarctic Ice Sheets to Multiple-Century Climatic Warming // *Journ. of Climate*. 1999. V.12. P. 2169–2188.
10. *Рыбак О.О., Володин Е.М.* Использование энергволагодобалагсовой модели для включения криосферной компоненты в климатическую модель. Ч. I. Описание модели и расчетные климатические поля приземной температуры воздуха и осадков // *Метеорология и гидрология*. 2015. № 11. С. 33–45.
11. *Рыбак О.О., Володин Е.М., Невечеря А.П., Морозова П.А.* Использование энергволагодобалансовой модели для включения криосферной компоненты в климатическую модель. Ч. II. Модельный баланс массы на поверхности Гренландского ледникового щита // *Метеорология и гидрология*. 2016. № 6. С. 5–16.

## References

1. *Gates W.L.* The numerical simulation of ice-age climate with a global general circulation model. *Journ. of Atmospheric Science*. 1976, 33: 1844–1873.
2. *Adem J.* Numerical experiments on ice age climates. *Climate Dynamics*. 1981, 3: 155–171.
3. *Gallée H., Van Ypersele J.P., Fichefet T., Tricot Ch., Berger A.* Simulation of the Last Glacial Cycle by a coupled, sectorial averaged climate-ice sheet model: 2. Response to insolation and CO<sub>2</sub> variations. *Journ. of Geophys. Research*. 1992, 97: 15713–15740.
4. *Calov R., Ganapolski A., Petoukhov V., Claussen M.* Large-scale instabilities of the Laurentide ice sheet simulated in a fully coupled climate-system model. *Geophys. Research Letters*. 2002, 29: doi:10.1029/2002GL016078.
5. *Adem J.* Low resolution thermodynamic grid models. *Dynamics of Atmospheres and Oceans*. 1979, 3: 433–451.
6. *Robinson A., Calov R., Ganapolski A.* An efficient regional energy-moisture balance model for simulation of the Greenland Ice Sheet response to climate change. *The Cryosphere*. 2010, 4: 129–144.
7. *Roche D.M., Dumas C., Bügelmayr M., Chabrit S., Ritz C.* Adding a dynamical cryosphere to iLOVECLIM (version 1.0): coupling with the GRISLI ice-sheet model. *Geoscientific Model Development*. 2014, 7: 1377–1394.
8. *Huybrechts P.* Sea-level changes at the LGM from ice-dynamic reconstructions of the Greenland and Antarctic ice sheets during the glacial cycles. *Quaternary Science Reviews*. 2002, 21: 203–231.
9. *Huybrechts P., de Wolde J.* The Dynamic Response of the Greenland and Antarctic Ice Sheets to Multiple-Century Climatic Warming. *Journ. of Climate*. 1999, 12: 2169–2188.
10. *Rybak O.O., Volodin E.M.* Use of energy and water balance model for incorporation of the cryospheric component into a climatic model. Part I. Description of the model and simulated fields of surface air temperature and precipitation. *Meteorologiya i Gidrologiya. Meteorology and Hydrology*. 2015, 11: 33–45. [In Russian].
11. *Rybak O.O., Volodin E.M., Nevecherja A.P., Morozova P.A.* Applying of an energy- and water balance model for incorporation of the cryospheric component into a climatic model. Part II. Modelled mass balance on the surface of the Greenland ice sheet. *Meteorologiya i Gidrologiya. Meteorology and Hydrology*. 2016, 6: 5–16. [In Russian].
12. *Ettema J., van den Broeke M.R., van Meijgaard E., van de Berg W.J., Box J.E., Steffen K.* Climate of the Greenland ice sheet using a high-resolution climate

12. *Ettema J., van den Broeke M.R., van Meijgaard E., van de Berg W.J., Box J.E., Steffen K.* Climate of the Greenland ice sheet using a high-resolution climate model – Part 1: Evaluation // *The Cryosphere*. 2010. V. 4. P. 511–527.
13. *Fausto R.S., Ahlström A.P., Van As D. Bøggild C.E., Johnsen S.J.* A new present-day temperature parameterization for Greenland // *Journ. of Glaciology*. 2009. V. 55. P. 95–105.
14. *Petoukhov V., Ganopolski A., Brovkin V., Claussen M., Eliseev A., Kubatzki C., Rahmstorf S.* CLIMBER-2: a climate system model of intermediate complexity. Part I: model description and performance for present climate // *Climate Dynamics*. 2000. V. 16. P. 1–17.
15. *Rignot E., Kanagaratnam P.* Changes in the Velocity Structure of the Greenland Ice Sheet // *Science*. 2006. V. 311. P. 986–990.
16. *Ettema J., van den Broeke M.R., van Meijgaard E., van de Berg W.J.* Climate of the Greenland ice sheet using a high-resolution climate model – Part 2: Near surface climate and energy balance // *The Cryosphere*. 2010. V. 4. P. 529–544.
17. *Steffen K., Box J.* Surface climatology of the Greenland ice sheet: Greenland Climate Network 1995–1999 // *Journ. of Geophys. Research*. 2001. V. 106. P. 33951–33964.
18. *Braithwaite R.J., Olesen O.B.* A simple energy-balance model to calculate ice ablation at the margin of the Greenland ice sheet // *Journ. of Glaciology*. 1990. V. 36. P. 222–228.
19. *Janssens I., Huybrechts P.* The treatment of meltwater retention in mass-balance parameterizations of the Greenland ice sheet // *Annals of Glaciology*. 2000. V. 31. P. 133–140.
20. *Oerlemans J.* The mass balance of the Greenland ice sheet: sensitivity to climate change as revealed by energy-balance modeling // *The Holocene*. 1991. V. 1. P. 40–49.
21. *Reijmer C.H., van den Broeke M.R., Fettweis X., Ettema J., Stap L.B.* Refreezing on the Greenland ice sheet: a comparison of parameterizations // *The Cryosphere*. 2012. V. 6. P. 743–762.
22. *Holland D.M., Thomas R.H., De Young B., Riber-gaard M.H., Lyberth B.* Acceleration of Jakobshavn Isbræ triggered by warm subsurface ocean waters // *Nature Geoscience*. 2008. V. 1. doi:10.1038/ngeo316.
23. *Paterson W.S.B.* The physics of glaciers. 3<sup>rd</sup> edition. Oxford et al.: Elsevier, 1994. 480 p.
24. *Ohmura A., Reeh N.* New precipitation and accumulation map for Greenland // *Journ. of Glaciology*. 1991. V. 37. P. 140–148.
25. *Bamber J.L., Ekholm S., Krabill W.B.* A new, high resolution digital elevation model of Greenland fully validated with airborne laser altimeter data // *Journ. of Geophys. Research*. 2001. V. 106. P. 6733–6745.
26. *Рыбак О.О., Володин Е.М., Невечеря А.П.* Поток геотермического тепла в Гренландии и его влияние на модельную топографию ледникового щита // *Лёд и Снег*. 2015. № 4 (55). С. 19–34.
- model – Part 1: Evaluation. *The Cryosphere*. 2010, 4: 511–527.
13. *Fausto R.S., Ahlström A.P., Van As D. Bøggild C.E., Johnsen S.J.* A new present-day temperature parameterization for Greenland. *Journ. of Glaciology*. 2009, 55: 95–105.
14. *Petoukhov V., Ganopolski A., Brovkin V., Claussen M., Eliseev A., Kubatzki C., Rahmstorf S.* CLIMBER-2: a climate system model of intermediate complexity. Part I: model description and performance for present climate. *Climate Dynamics*. 2000, 16: 1–17.
15. *Rignot E., Kanagaratnam P.* Changes in the Velocity Structure of the Greenland Ice Sheet, *Science*. 2006, 311: 986–990.
16. *Ettema J., van den Broeke M.R., van Meijgaard E., van de Berg W.J.* Climate of the Greenland ice sheet using a high-resolution climate model – Part 2: Near surface climate and energy balance. *The Cryosphere*. 2010, 4: 529–544.
17. *Steffen K., Box J.* Surface climatology of the Greenland ice sheet: Greenland Climate Network 1995–1999. *Journ. of Geophys. Research*. 2001, 106: A33951–33964.
18. *Braithwaite R.J., Olesen O.B.* A simple energy-balance model to calculate ice ablation at the margin of the Greenland ice sheet. *Journ. of Glaciology*. 1990, 36: 222–228.
19. *Janssens I., Huybrechts P.* The treatment of meltwater retention in mass-balance parameterizations of the Greenland ice sheet. *Annals of Glaciology*. 2000, 31: 133–140.
20. *Oerlemans J.* The mass balance of the Greenland ice sheet: sensitivity to climate change as revealed by energy-balance modeling. *The Holocene*. 1991, 1: 40–49.
21. *Reijmer C.H., van den Broeke M.R., Fettweis X., Ettema J., Stap L.B.* Refreezing on the Greenland ice sheet: a comparison of parameterizations. *The Cryosphere*. 2012, 6: 743–762.
22. *Holland D.M., Thomas R.H., De Young B., Riber-gaard M.H., Lyberth B.* Acceleration of Jakobshavn Isbræ triggered by warm subsurface ocean waters. *Nature Geoscience*. 2008, 1: doi:10.1038/ngeo316.
23. *Paterson W.S.B.* The physics of glaciers, 3<sup>rd</sup> edition. Oxford et al.: Elsevier, 1994: 480 p.
24. *Ohmura A., Reeh N.* New precipitation and accumulation map for Greenland. *Journ. of Glaciology*. 1991, 37: 140–148.
25. *Bamber J.L., Ekholm S., Krabill W.B.* A new, high resolution digital elevation model of Greenland fully validated with airborne laser altimeter data. *Journ. of Geophys. Research*. 2001, 106: 6733–6745.
26. *Rybak O.O., Volodin E.M., Nevecherja A.P.* Geothermal heat flux in Greenland and its influence upon the ice sheet model topography. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2015, 55 (4): 19–34. [In Russian].

## Динамика покровных ледников Антарктиды и Гренландии по результатам скважинных, радиолокационных и космических наблюдений

© 2016 г. А.Н. Марков<sup>1\*</sup>, D. Dahl-Jensen<sup>2</sup>, В.М. Котляков<sup>3</sup>, В.Н. Голубев<sup>4</sup>, М.Г. Леонов<sup>5</sup>, В.В. Лукин<sup>6</sup>

<sup>1</sup>Центр полярных исследований, Цзилинский университет, Чанчунь, КНР; <sup>2</sup>Центр льда и климата, Копенгагенский университет, Копенгаген, Дания; <sup>3</sup>Институт географии РАН, Москва; <sup>4</sup>Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова; <sup>5</sup>Геологический институт РАН, Москва; <sup>6</sup>Российская антарктическая экспедиция, Санкт-Петербург

<sup>1\*</sup>am100@inbox.ru

## Dynamics of Antarctic and Greenland ice sheets using the borehole, radio sounding and space observations

A.N. Markov<sup>1\*</sup>, D. Dahl-Jensen<sup>2</sup>, V.M. Kotlyakov<sup>3</sup>, V.N. Golubev<sup>4</sup>, M.G. Leonov<sup>5</sup>, V.V. Lukin<sup>6</sup>

<sup>1</sup>Polar Research Center, Jilin University, Changchun City, China; <sup>2</sup>Center for Ice and Climate, University of Copenhagen, Denmark;

<sup>3</sup>Institute of Geography, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia; <sup>4</sup>Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia;

<sup>5</sup>Geological Institute, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia; <sup>6</sup>Russian Antarctic Expedition, St. Petersburg, Russia

<sup>1\*</sup>am100@inbox.ru

Received March 28, 2016

Accepted May 30, 2016

**Keywords:** *Antarctica, Earth's crust, geotectonics, glacier, Greenland, ice sheet, ice sheet dynamics.*

### Summary

Based on data of measurements in deep ice boreholes, as well as of radar and space geodetic observations in Antarctica and Greenland, a number of new features of the ice mass transport had been revealed. Note that these features do not correspond to the traditional but still hypothetical notions (ideas) of the monotonous and uniform spatial changes in the ice sheet dynamics. Using results of the long-term monitoring of the borehole coordinate axes at the Vostok station (down to 1920 m), east profile Vostok – Vostok 1 – Pionerskaya – Mirny (1409 km, down to the depth of 450 m), and analysis of radar sections, Russian specialists revealed the following: a) the Antarctic ice sheet has stratified changes in speed and a fan-like change in the flow direction along the depth; b) plastic firn layer has individual parameters of dynamics and actually flows down from more monolithic body of the ice sheet (the flow directions differ by 30–80°); c) in some places inside the sheet, the underlying ice masses flow faster than the upper ones. Researchers from the United States and Denmark registered on the radar sections of the lowest third of the ice domes in the central regions of the Antarctica (AGAP) and Greenland (NEEM) some folded structures, which were not typical of ice sheets (vertical amplitude of the folds is about 400 m, inclination of the wings is about 45 degrees or more). The tectonic analysis we have performed allows making a conclusion that a genesis of these ice structures is identical to the diapir folds and to diapirs which are formed at a displacement of lower plastic ice masses by the upper monolithic ones, or to echelon folds of crumpling of lower ice layers at their faster flow along original bed as compared with the overlying ice mass. This makes possible to suggest that a turbulent ice flow can occur in the spacious near-bottom and the most plastic area, and a model of the ice sheet dynamics is considered as extruding of underlying masses by the overlying ones. Specialists of the United States analyzed results of the radar interferometry obtained from satellites of Canada, the US, Europe, and Japan (RADARSAT-1, 2; Envisat ASAR; ERS-1/2; ALOS PALSAR) and determined a velocity of the flow of the day surface of the Antarctic ice sheet. They constructed a map of the 3D-structure of the ice flows and had revealed that the dominating ice diffuence from the central area down to the coastal zone is in a complicated way composed by many local streams. We conducted the morphological analysis and made the conclusion that these flows interact to one another under conditions of the strong differentiation of a surface inclination of the ice flow moving down along the mountain relief of original bedrock, and this process is similar to a merging of glaciers with individual characteristics due to different ice-catchments.

Поступила 28 марта 2016 г.

Принята к печати 30 мая 2016 г.

**Ключевые слова:** *Антарктида, геотектоника, Гренландия, динамика ледникового покрова, земная кора, ледник, ледниковый покров.*

На основании измерений в глубоких ледниковых скважинах, радиолокационных и космогеодезических наблюдений в Антарктиде и Гренландии зарегистрирован ряд явлений массопереноса льда, не укладывающихся в традиционные представления о монотонном единообразном изменении в пространстве динамики покровных ледников. Наличие новых экспериментальных данных диктует необходимость пересмотра сложившейся модели динамики ледниковых покровов с учётом следующих особенностей: 1) ледяной поток характеризуется субгоризонтальной расслоённостью по структуре, свойствам и скорости движения льда; 2) радиолокационные разрезы отражают не только «изохронные», но и «изореологические» поверхности; 3) верхний фирновый слой «стекает» с нижней толщи; 4) нижние массы льда в покрове местами перемещаются быстрее верхних, что сопровождается, в частности, образованием структур нагнетания; 5) в нижней трети разреза присутствуют структуры складчатого турбулентного течения льда; 6) общее растекание ледникового покрова представляет собой совокупность локальных ледниковых потоков.

## Введение

Ледниковые покровы Антарктиды и Гренландии занимают более 8,4 и 1,1% поверхности Земли и существуют около 20 и 18 млн лет соответственно, т.е. весь четвертичный и большую часть неогенового периода. Их можно рассматривать в качестве геологических объектов, т.е. как часть твёрдой оболочки Земли. С геологической точки зрения снежно-фирновые слои относятся к осадочным образованиям, вся толща льда ледниковых покровов представляет собой консолидированные кристаллические и метаморфические горные породы мономинерального состава, а динамика покровных ледников может анализироваться как одна из форм тектонических процессов, протекающих в земной коре. В соответствии с такой позицией ледниковые покровы Антарктиды и Гренландии отличаются таким же многообразием тектонических структур и форм динамики твёрдых минеральных масс, как и хорошо известные иные геологические оболочки Земли, но сейчас их только начинают выявлять во всё ещё мало изученных полярных ледниковых шапках. В последние десятилетия обнаружены разнообразные структуры и явления, противоречащие «классическим» представлениям о динамике ледниковых покровов Антарктиды и Гренландии, что заставляет существенно корректировать современные представления. В настоящей работе на основе новых данных и их анализа рассматриваются некоторые аспекты структуры и кинематики покровных ледников и предлагается обновлённая модель их общей геодинамики.

### Современные представления о параметрах течения покровных ледников

В настоящее время общепринята модель монотонного изменения реологических свойств и скорости сдвига (течения) льда с глубиной [1–9]. Такое изменение связывается с равномерным возрастанием с глубиной температуры в толще льда, которое обусловлено геотермальным потоком. Но это положение служит определённым допущением, так как не учитывает «сохранность» в слоях льда «реликтов» температурного воздействия климатических колебаний температуры на палеоповерхности ледникового покрова. Не принимается во внимание и неравномерность изменения с глубиной динами-

ческого давления и сдвиговых напряжений в теле ледникового покрова [3, 10–14]. При этом обычно используют осреднённые реологические характеристики [14–16], не учитывающие субслоевую дифференциацию петроструктурных, петрографических и петрофизических свойств льда [17], которые возникают в результате вариаций температуры и иных климатических условий, существовавших на поверхности во время образования новых слоёв льда.

Для установившегося (вторичного) течения льда в диапазоне сдвиговых напряжений 0,05–0,2 МПа, наблюдающихся на ледниках, связь между скоростью сдвига и сдвиговым напряжением описывается близкими по характеру законами.

1. Законом Глена:

$$\varepsilon^* = k\sigma^n, \quad (1)$$

где  $\varepsilon^*$  – скорость сдвига,  $\text{с}^{-1}$ ;  $\sigma$  – сдвиговое напряжение, Па;  $k$  и  $n$  – эмпирические параметры; причём, среднее значение  $n$ , определённое по деформации скважин, равно трём и не зависит от температуры, а коэффициент  $k$  при изменении температуры определяется из уравнения Аррениуса:

$$k = k_0 e^{-\frac{W_A}{K_B T}}, \quad (2)$$

где  $k_0$  – константа, зависящая от размера зёрен;  $W_A$  – энергия активации связи молекул с соседними частицами, Дж моль $^{-1}$ , которую необходимо преодолеть для их смещения;  $K_B$  – постоянная Больцмана, Дж К $^{-1}$  ( $K_B = R/N_A$ , где  $R$  – универсальная газовая постоянная, Дж моль $^{-1}$  К $^{-1}$ ;  $N_A$  – число Авогадро, моль $^{-1}$ );  $T$  – абсолютная температура льда, К [4, 5].

2. Согласно представлениям У.Ф. Бадда [5], для выражения зависимости скорости деформации от температуры можно также использовать несколько эмпирических законов:

основанный на аналогии с функцией Аррениуса –

$$\varepsilon^* = A(\sigma) e^{-\frac{W_A}{RT}} \text{ и}$$

скорректированный для диапазона температур естественных масс льда –

$$\varepsilon^* = A(\sigma) e^{K\Theta},$$

где  $A(\sigma)$  – функция, зависящая от напряжения при постоянной температуре;  $K$  – константа, определённая экспериментально (изменяется в диапазоне от 1/6 до 1/11);  $R$  – универсальная га-

зовая постоянная;  $T$  – абсолютная температура, К;  $\Theta$  – температура, °С [5].

3. Считается, что хорошо согласуется с экспериментальными данными при приближении температур от  $-40$  к  $0$  °С закон, установленный К.Ф. Войтковским [2]:

$$\varepsilon^* = \frac{K_B}{(1-\Theta)\sigma^n},$$

где  $n$  – константа, составляющая 1,6–2,2 в диапазоне напряжений  $(0,1-3)10^5$  Н/м<sup>2</sup>;  $K_B$  – константа равная  $(1,6-4)10^5$  °С/Кг/ч [5].

Согласно У.Ф. Бадду [5], Дж. Най [18, 19] установил, каким образом типичное температурное распределение, вычисленное для льдов Гренландии, влияет на вертикальный профиль скорости течения льда, рассчитанный по закону Глена (рис. 1, а, 1).

#### Характеристики движения ледникового покрова Антарктиды (расчётные, экспериментальные и натурные данные)

**Связь сдвиговых напряжений и деформации.** Экспериментальные данные показывают существенное отличие процессов деформации льда в природных условиях от теоретических расчётов. Результаты измерения скорости деформации сдвига льда на стенках скважин в ледниковых покровах [15, 20, 21] позволили предположить, что в общепринятом законе Глена коэффициент  $k$  в уравнениях (1) и (2), выводимый из уравнения Аррениуса – уравнение (2), должен быть дополнен ещё одним эмпирическим коэффициентом  $E$  [7, 21]:

$$k = E k_0 e^{-\frac{W_A}{K_B T}}.$$

Тогда закон Глена для реальных ледниковых покровов принимает следующий осреднённый вид:

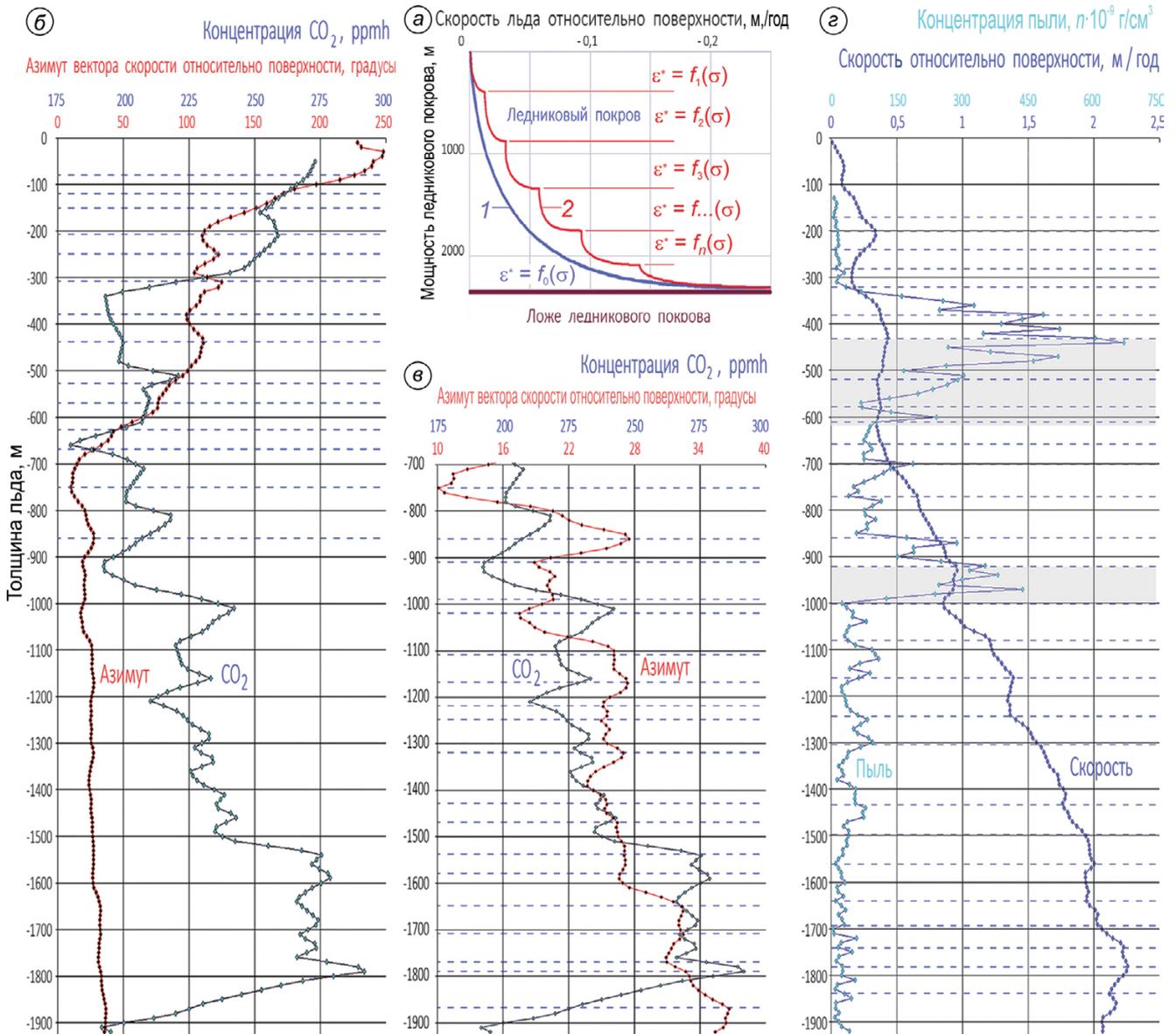
$$\varepsilon^* = 0,16A\sigma^n.$$

Величина  $E$  изменяется по глубине ледникового покрова не монотонно [20] (см. рис. 1, а, 2), и в некоторых слоях почти на порядок (в 6 раз) уменьшает общепринятое теоретическое [5, 6] соотношение между скоростью деформации и напряжением сдвига во льду, основанное на параметрах модели доминирующего действия литостатического давления.

**Субслоиная дифференциация скорости течения льда.** В существующих моделях динамики льда не учитывается, что уравнение Глена (1) определяет соотношение сдвигового напряжения и скорости сдвига не только в зависимости от температуры и литостатического давления, но и от размера зёрен льда  $k_0$  и энергии активации связи молекул  $W_A$  – формула (2). Энергия активации в объёме льда может зависеть как от энергии активации внутри отдельных кристаллов, так и от энергии активации внутри всей формации кристаллов. Поэтому на реологические свойства льда влияют также особенности его петроструктуры (размер кристаллов, анизотропия) и вещественного состава (содержание газов, микрочастиц пыли), которые не связаны с монотонным увеличением по глубине температуры и давления [1, 5, 10, 23], а имеют субслоиновую дифференциацию по глубине ледникового покрова (см. рис. 1 и рис. 2) [24, 25].

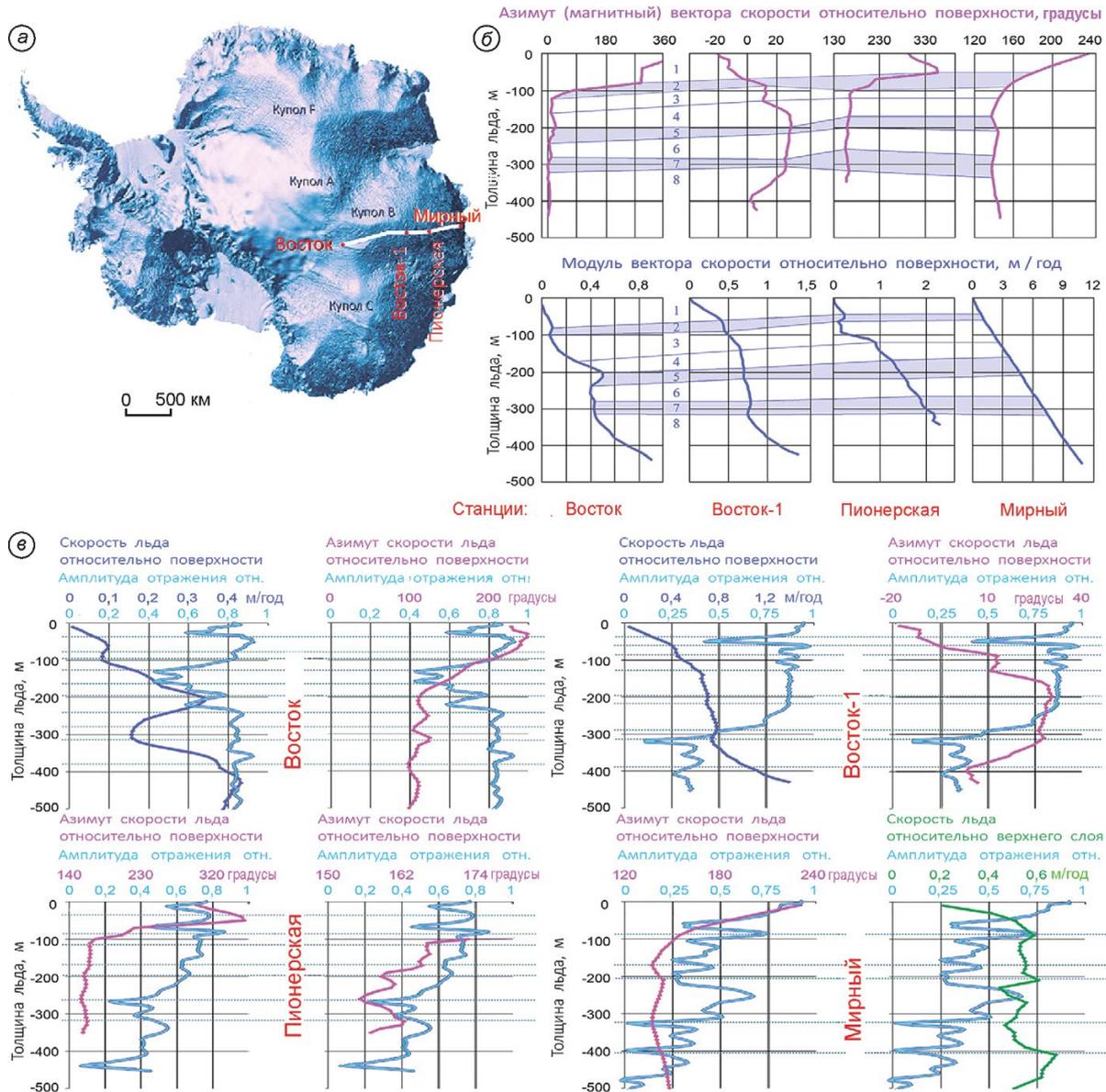
Традиционные представления о движении ледниковых покровов и ледников как сплошного вязкопластического тела, характеризующегося нелинейной зависимостью скорости деформации от действующего усилия, базировались на положениях, постулирующих изотропное строение ледников и ледниковых покровов и постоянство реологических свойств в основной части льда. Кроме того, допускались существенные изменения его строения и свойств лишь в нижней зоне ледникового покрова, ближайшей к ложу [5, 6, 8, 15, 19]. Отметим, что послойная дифференциация течения с аномальными проявлениями может реализовываться практически на любой глубине внутри ледников. Примером могут служить данные по сланцеватости в горных ледниках, исследования льда ледникового купола Вавилова на Северной Земле, материалы по тектонике ледникового покрова Гренландии, а также лабораторные эксперименты по деформированию льда [12, 26–28].

Вместе с тем наличие периодических текстурно-структурных неоднородностей различного масштаба (границы годовых слоёв и горизонты напластования, прослой с повышенным содержанием аэрозольных частиц или химических примесей) свидетельствует об отсутствии не только строения, но и механических свойств льда в ледниковой толще, что, в свою очередь, предполагает возможность релаксации напряжений за счёт деформации вдоль таких неоднородностей. Практически постоян-



**Рис. 1.** Изменение по глубине скорости течения льда относительно поверхности (а): 1 – рассчитанное по закону Глена при типичном монотонном распределении температуры по глубине для ледникового покрова Гренландии [18, 19]; 2 – предполагаемое при послойном изменении параметров (например, константы  $k_0$ , зависящей от размера зёрен) в законе Глена. Пример соответствия послойного изменения по глубине в районе станции Восток параметров течения [30–35] и вещественного состава льда [24, 25]. Закономерную однотипную слоистую структуру имеют изменения параметров: б, в – азимута течения слоёв льда относительно поверхности и концентрации газа  $\text{CO}_2$  (на рис. 1, в увеличен горизонтальный масштаб графика  $\text{CO}_2$ ); з – скорости течения слоёв льда относительно поверхности и концентрации микрочастиц пыли (серым выделены пласты максимальной аномальной концентрации пыли, соответствующие ледниковым периодам)

**Fig. 1.** Change the ice flow velocity in depth relative to the surface (а): 1 – have been calculated by Glen law for typical monotonous temperature distribution in depth for the Greenland ice sheet [18, 19]; 2 – which are assumed for stratified changing parameters (for example,  $k_0$  of constants, depending on the grain size) in Glen law. Example conformity layered by depth changes the parameters ice flow in depth in the Vostok station area [30–35] and the material composition of the ice [24, 25]. Regularities of the same type of layered structure have changes in parameters: б, в – azimuth for speed flow for layers of ice relative to the surface, and the amount of  $\text{CO}_2$  gas (at Fig. 1 (б) is increased horizontal scale of graphics of  $\text{CO}_2$ ); з – the flow velocity relative to the surface layers of ice and content of the microparticles dust (gray marked are layers maximum anomalous dust content, which corresponds to the ice ages)



**Рис. 2.** Расположение четырёх исследованных скважин на станциях Восток, Восток-1, Пионерская, Мирный по меридиональному профилю длиной 1400 км (а) и послойное (номера слоёв с 1 по 8) изменение по глубине параметров (скорости и направления) течения льда, имеющее закономерную структуру (б), которая прослеживается по профилю между четырьмя районами станций Восток – Восток-1 – Пионерская – Мирный [30–35]. Слои 2, 5, 7 (тёмный тон) имеют обратное изменение скорости по глубине по сравнению с выше- и нижезарегистрированным; в – соответствие послойного изменения по глубине параметров течения льда в районе станций Восток, Восток-1, Пионерская: скорости и магнитного азимута течения слоёв льда относительно поверхности и относительно вышележащего слоя в районе станции Мирный [30–35] и послойного изменения относительной амплитуды отражённого радиолокационного сигнала [36–39], зарегистрированных в этих районах по профилю протяжённостью 1400 км

**Fig. 2.** Location of the investigated four boreholes at Vostok, Vostok-1, Pionerskaya, Mirny meridian in profile 1400 km length (a) and layer by layer (layer number 1 to 8) change parameters by depth (speed and direction) of flow of ice having regularities of structure (b) which is traced in the profile 1400 km in length between the four regions Vostok, Vostok-1, Pionerskaya, Mirny stations [30–35]. The layers 2, 5, 7 (the dark tone) have a inverse speed change by depth compared to above and below the registered; в – matching fibrewise changes by depth of ice flow parameters in the region of Vostok, Vostok-1, Pionerskaya, Mirny stations: speed and the magnetic azimuth for flow of layers of ice of relative to the surface ice sheet and relatively overlying layer in the region of Mirny station [30–35] and layer by layer changes in the relative amplitude of the reflected radar signal [36–39], which are registered in the regions of in the profile length of 1,400 km

но регистрируемые ступенчатый (рывками) характер деформации льда и движения ледников, звуковая эмиссия, сопровождающая такие перемещения, а также повсеместное присутствие на поверхности ледников и ледниковых покровов систем тонких трещин, формирующих сланцеватость (листоватость) ледникового льда, указывают на существенную роль процессов хрупкого разрушения и глыбового скольжения в механизме движения ледников [17, 26, 27].

Трещины, как правило, имеют относительно крутые углы падения ( $40-80^\circ$ ) в глубь ледника, и вдоль них часто фиксируются вертикальные сдвиговые смещения соседних ледяных блоков [5–7, 13, 18, 27, 28]. Возникновение внутри- и межкристаллических микротрещин, способствующих формированию поверхностей сланцеватости и смещения, возможно лишь при некоторой критической величине энергии упругой деформации кристаллов  $P = \varphi D^3 \delta^2 / 2E$ , которая превышает величину поверхностной энергии  $A = 2\beta\gamma D^2$  возникающих внутрикристаллических микротрещин, т.е. когда

$$\delta \geq 2 \sqrt{\frac{\varphi}{\beta} \frac{\gamma E}{D}}, \quad (3)$$

где  $\delta$  – действующее сжимающее усилие;  $\beta$  и  $\varphi$  – соответственно показатели формы сечения и объёма среднего зерна;  $\gamma$  – свободная энергия сформировавшейся в кристалле поверхности раздела (трещины);  $E$  – модуль упругости льда;  $D$  – средний размер зёрен в ледяном горизонте.

При  $\delta = \rho_{\text{ср}} g H$ , где  $\rho_{\text{ср}}$  – средняя плотность вышележащей толщи льда, уравнение (3) можно преобразовать в следующее соотношение между глубиной формирования микротрещин  $H^*$  и средним размером ледяных кристаллов:

$$H^* = B/D^{0,5},$$

где  $B = 4E\gamma\beta/\varphi$  – коэффициент пропорциональности, зависящий от температуры в силу зависимости  $E$  и  $\gamma$  от температуры ( $B = 5,5 \cdot 10^3 \text{ см}^{1,5}$  при  $T \approx 260 \text{ К}$ ). Тогда при размере зёрен ледникового льда  $D = 0,5 \div 2 \text{ см}$  зарождение микротрещин в них возможно с глубины  $H^* \approx 80 \div 35 \text{ м}$ .

При объединении микротрещин, возникших в зёрнах ледникового льда, возможно образование поверхностей сланцеватости и смещения. Подобные поверхности могут располагаться в пределах текстурно-структурных неоднородно-

стей ледникового льда, характеризующихся пониженными прочностными свойствами, а также иметь иное по сравнению с неоднородностью направление при условии, что суммарное усилие при сдвиге в данном направлении будет минимальным, т.е. сдвиг расположенного выше блока льда по некоторой поверхности  $C-C$  возможен, если

$$L_0 \tau_0 > 2L_C \tau_C, \quad (4)$$

где  $L_0$  и  $L_C$  – соответственно протяжённость поверхностей сдвига вдоль ложа или текстурно-структурной неоднородности и вдоль  $C-C$ ;  $\tau_0$  и  $\tau_C$  – предельные сопротивления сдвигу в этих направлениях соответственно вдоль неоднородности (ложа) и по массиву льда.

Протяжённость поверхностей сдвига вдоль  $0-0$  и  $C-C$  составляет:

$$L_0 = h_i \cos \alpha / \sin(\alpha - \beta);$$

$$L_C = h_i \cos \alpha / \sin(\varphi + \alpha),$$

где  $h_i$  – толщина ледника в данной точке;  $\alpha$ ,  $\beta$  и  $\varphi$  – соответственно углы наклона поверхности ледника, поверхности ложа (или текстурно-структурной неоднородности) и поверхности сдвига;  $L_C$  уменьшается по мере возрастания  $\varphi$  и становится минимальной при  $\varphi + \alpha = 90^\circ$ .

Соотношение (4) можно выразить через наклон поверхности ледникового массива  $\alpha$ , наклон ложа (или текстурно-структурной неоднородности)  $\beta$ , наклон поверхности сдвига  $\varphi$  и величины сопротивления сдвигу  $\tau_0$  и  $\tau_C$ :

$$\sin(\varphi + \alpha) > 2(\tau_C/\tau_0)\sin(\alpha - \beta). \quad (5)$$

Минимальные значения угла  $\varphi$  определяются уравнением (5), а максимальные – исходя из того, что  $\sin(\varphi + \alpha) \leq 1$ . Минимальные значения  $\varphi$  возрастают, и диапазон значений  $\varphi$  сужается при увеличении отношения  $\tau_C/\tau_0$  и наклона поверхности  $\alpha$ , а также при уменьшении наклона ложа  $\beta$ . При определённых сочетаниях  $\tau_C/\tau_0$  и  $\beta/\alpha$  угол  $\varphi$  может принимать отрицательные значения. В этом случае азимуты падения плоскостей сланцеватости, наклона поверхности и ложа ледника совпадают, а угол их наклона приближается к углу наклона поверхности ледника или даже занимает промежуточное положение между наклоном его поверхности и наклоном ложа. При учёте работы трения и работы против сил гравитации средняя толщина льда  $H_{\text{ср}}$ , при

которой ледяные блоки могут быть смещены относительно друг друга по образовавшимся поверхностям сланцеватости, определяется следующим выражением [2,22]:

$$\sin \varphi \geq \operatorname{tg} \alpha \left( \frac{4 \tau^*}{\rho g H_{\text{cp}} \cos^2 \beta} - 0,9 \right),$$

где  $\tau^* = 0,1 \div 0,5$  МПа – предельное сопротивление сдвигу при данной температуре;  $\rho g H_{\text{cp}}$  – среднее значение массовых сил, действующих на площади поверхности сдвига.

Тогда при наклоне поверхности ледника  $\alpha = 15^\circ$  и наклоне поверхности ложа или текстурно-структурной неоднородности  $\beta = 0,7\alpha$  наклон поверхностей сланцеватости  $\varphi$  уменьшается с  $75^\circ$  при толщине ледника 35 м до  $40^\circ$  при толщине 50 м и до  $7^\circ$  при 120 м. На ещё большей глубине направление падения поверхностей сдвигов может изменяться до значения, совпадающего с направлением наклона поверхности и ложа ледника, и, в частности, совпадать с годовыми слоями, поскольку в общем случае сопротивление сдвигу вдоль текстурной неоднородности меньше сопротивления сдвигу в массиве льда. В результате постепенного изменения крутизны наклона плоскостей сланцеватости форма интегральной поверхности смещения, протягивающейся от ложа до поверхности ледникового массива и объединяющей поверхности сланцеватости, которые формируются на локальных участках разреза, приближается к гиперболической, асимптотами которой служат поверхности годовых слоёв и плоскость, перпендикулярная поверхности ледника.

При надвиге вышележащей толщи льда по сформировавшейся поверхности сдвига происходит локальный рост толщины ледника. В нижележащей толще в зоне надвига обновляются уже существующие или формируются новые поверхности сдвига, вдоль которых оконтуренные этими поверхностями ледяные блоки могут последовательно наползть на нижерасположенную часть ледника. Такие последовательные смещения блоков льда могут создавать волну локального роста толщины и скорости движения ледника, постепенно смещающуюся по направлению к его фронту, и представляют собой основной элемент *эстафетного механизма движения ледника*. Последовательные смещения

блоков происходят вдоль нескольких поверхностей сдвига, расположенных друг под другом. Поэтому интегральное смещение поверхности ледника может превышать смещение вдоль отдельной поверхности сдвига, а соотношение между поверхностной и придонной скоростями зависит от количества неоднородностей, в пределах которых действующие напряжения достигают критических значений, т.е. определяются толщиной и строением ледника.

Очевидно, что основной участок возрастания скорости должен находиться в нижней части поперечного сечения ледника, в зоне высоких напряжений и соответственно в районе с высокой концентрацией потенциальных поверхностей деформации. По мере приближения к фронту ледника и уменьшения его толщины снижается и количество потенциальных поверхностей сдвига в его вертикальном сечении, что собственно и вызывает быстрое падение скорости движения ледника.

**Общие закономерности немоного изменения скорости течения льда и горных пород.** Послойная дифференциация реологических свойств и параметров течения (см. рис. 1 и 2), в частности константы, зависящей от размера зёрен льда и энергии активации связи молекул в законе Глена – формулы (1) и (2), в ледниковых покровах Антарктиды и Гренландии может быть вызвана несколькими причинами: а) циклическими изменениями климата на поверхности ледникового покрова; б) «первичной» послойной дифференциацией структуры и состава льда в период образования каждого слоя в приповерхностном интервале глубин льда от 0 до 200 м; в) послойной дифференциацией плоскости наклона поверхности течения в период формирования каждого слоя; г) различными условиями существования и эволюции слоёв внутри ледникового покрова на разных глубинах и в разных морфологических районах; д) усилением послойной реологической дифференциации под воздействием метаморфических и динамометаморфических преобразований слоёв льда внутри ледникового покрова.

В соответствии с теоретическими представлениями, максимальное градиентное изменение с глубиной параметров течения и реологических свойств льда возможно лишь в нижней области, ближайшей к ложу ледникового покрова [1, 5,

10, 11, 23]. Однако существование послойной дифференциации течения с аномальными проявлениями на любой глубине внутри ледников подтверждают экспериментальные данные по исследованию сланцеватости в горных ледниках [27, 28]. Ряд гипотез, основанных на изучении материковых льдов ледникового купола Вавилова на Северной Земле [25], и анализ тектоники ледникового покрова Гренландии [28] предполагают наличие сланцеватости в структуре течения льда и для ледниковых покровов.

С помощью натуральных экспериментов [29] были смоделированы механизмы возникновения и развития слоистой дифференциации течения твёрдых масс и для горных пород, слоисто изменяющихся петрографических свойств, вещественного состава или гранулярной структуры. Признаки тектонических процессов, имеющих слоистое (сланцеватое) субгоризонтальное течение, наблюдаются в самых разных геологических объектах, в том числе и в консолидированной земной коре [29]. Многочисленные аналогии закономерностей динамики ледниковых и других геологических оболочек Земли позволяют рассматривать ледниковые покровы Антарктиды и Гренландии как природную модель для изучения в реальном масштабе времени общих закономерностей процессов тектоники, происходящих в иных геосферах на недоступных для наблюдения глубинах и в геологических масштабах времени.

Всё изложенное здесь показывает, что реологические свойства и течение льда в ледниковом покрове могут быть послойно дифференцированы и существенно отличаться от монотонного изменения по глубине. Подобное предположение не только не противоречит теоретическим упрощённым представлениям о динамике покровных ледников (в частности, закону Глена), но и во многом ими определяется. Плохо соответствует объективной реальности и представление о единой закономерности течения на всех глубинах естественного ледникового покрова без изменения реологических коэффициентов. При послойном изменении размеров зёрен льда и энергии активации связи молекул «классические» закономерности Глена (Бадда, Войтковского, Ная) сохраняются, но параметры для каждого из слоёв, составляющих всю толщу, различаются (см. рис. 1, а, 2).

**Вещественный состав и параметры динамики ледникового покрова.** Мы проанализировали данные многолетнего мониторинга (до 25 лет) изменения координат осей четырёх скважин в ледниковом покрове Восточной Антарктиды на внутриконтинентальном профиле протяжённостью 1400 км между станциями Восток и Мирный (см. рис. 2). Эти наблюдения проводились до глубины 1920 м на станции Восток, около 450 м на станциях Восток-1 и Мирный и до 350 м на станции Пионерская. На основании корреляционного и структурного анализов установлена слоистая субгоризонтальная структура дифференциации скорости и направления течения льда с немонотонным изменением по глубине и аномальными проявлениями на локальных горизонтах (см. рис. 1, б–г и рис. 2) [30–35]. Обнаружено также, что скорость течения льда по глубине похожа во всех районах наблюдения. Это позволяет выделить в исследованном интервале глубин разреза (0–450 м) восемь основных слоёв. В каждом из выделенных слоёв (см. рис. 1 и 2) скорость сдвига изменяется по глубине практически в соответствии с законом Глена. Однако для каждого слоя коэффициенты соотношения сдвиговых напряжений и деформаций имеют индивидуальное значение (аналогично графику функции на рис. 1, а, 2).

В исследованном интервале глубин (до 450 м) выделены также три слоя, в которых скорость сдвига по глубине имеет закономерное обратное изменение по сравнению с выше и ниже зарегистрированным (слои 2, 5 и 7 на рис. 2, б). Аналогичные слои с закономерным обратным изменением скорости течения периодически наблюдаются по всему исследованному интервалу глубины (до 1920 м) в районе станции Восток (см. рис. 1, б–г). Некоторые из этих слоёв образовались в ледниковые периоды и имеют максимально высокое содержание микрочастиц пыли (см. интервалы 430–610 и 920–1000 м на рис. 1, г). Это даёт возможность утверждать, что лёд, сформировавшийся в ледниковые периоды, имеет особые (наиболее упругие) реологические свойства.

Изменение параметров движения верхнего снежно-фирнового пласта до глубины около 100–120 м позволяет выделить его как локальную динамическую структуру на поверхности ледникового покрова Антарктиды. В этом пласте направление течения льда значительно отличается (на 30–80°) от направления течения нижележащей толщи (см. рис. 1, б и рис. 2).

При анализе данных мониторинга изменения координат осей четырёх скважин по меридиональному профилю в Восточной Антарктиде (между станциями Восток и Мирный протяжённостью 1400 км до максимальной глубины 1920 м) обнаружено послойное изменение по глубине скорости и направления течения льда в ледниковом покрове Антарктиды. Это послойное закономерное изменение течения льда отличается от общепринятых теоретических представлений монотонного изменения.

В районе станции Восток в результате корреляционного и структурного анализов результатов геофизического мониторинга скважин и гляциологических исследований керна до глубины 1920 м установлена связь [30–35], а также соответствие глубин границ слоёв изменения параметров динамики (а именно: модуля скорости течения слоёв льда относительно поверхности и вышележащего слоя; направления скорости течения слоёв льда относительно ледниковой поверхности и вышележащего слоя) глубинам точек перегиба или локального экстремума функций параметров его вещественного состава [24, 25] и петрофизических характеристик [36–39] (а именно: объёмной концентрации микрочастиц пыли,  $\text{CO}_2$ , дейтерия,  $\text{CH}_4$ ), а также электромагнитных свойств (по данным радиолокации).

На основании значительной корреляции (не менее 0,73) параметров течения, вещественного состава, петрофизических свойств льда, а также однотипного немонотонного, с аномальными проявлениями на локальных горизонтах их изменения по глубине можно говорить о значимых причинно-следственных связях между параметрами течения (направлением и скоростью) и вещественным составом, а также петрофизическими (электромагнитными) свойствами льда. Всё это характеризует ледниковый покров Антарктиды как слоистую субгоризонтальную структуру на основании всех параметров льда, в том числе реологических.

Послойное изменение течения ледникового покрова и реологических свойств льда, вероятно, представляет собой следствие циклических изменений климатических условий образования льда на поверхности ледникового покрова в области снежно-фирнового слоя. Эти изменения первоначально дифференцируют реологические свойства льда и направление наклона поверх-

ности течения (местоположение доминирующих ледниковых куполов — центров растекания). Индивидуальные для каждого слоя условия течения сохраняются при послойном накоплении льда и последующем погружении слоёв в толщу ледникового покрова.

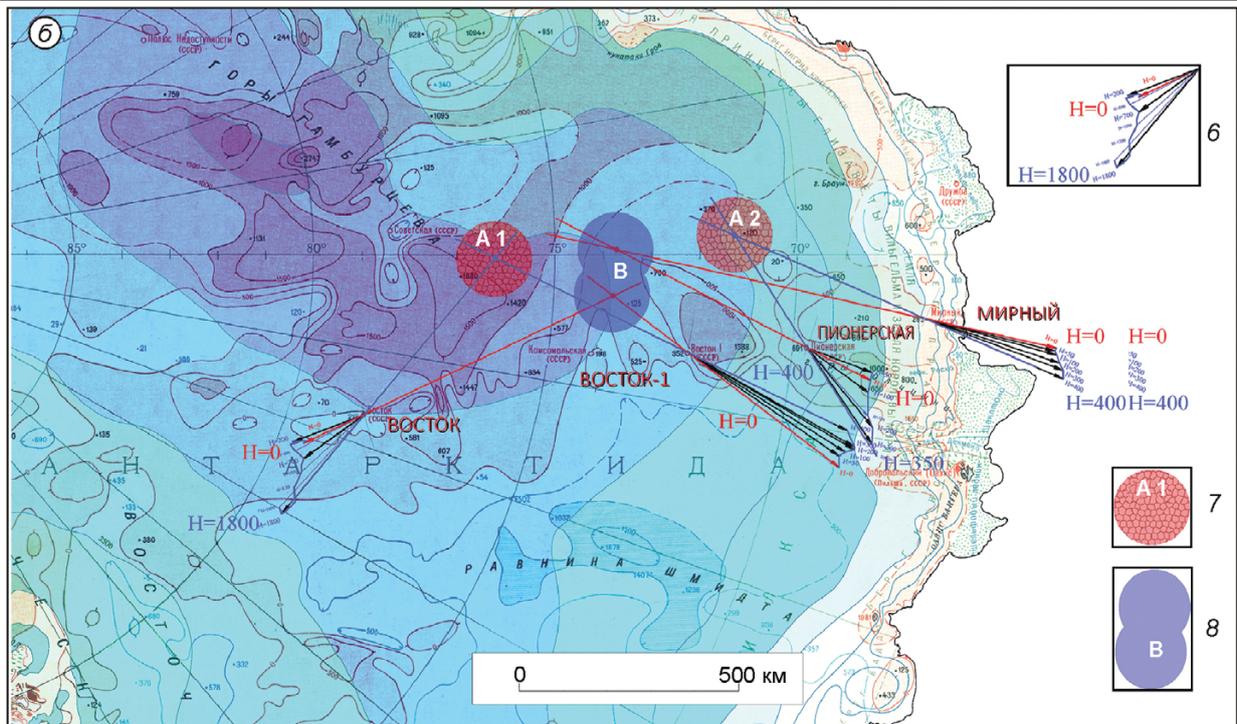
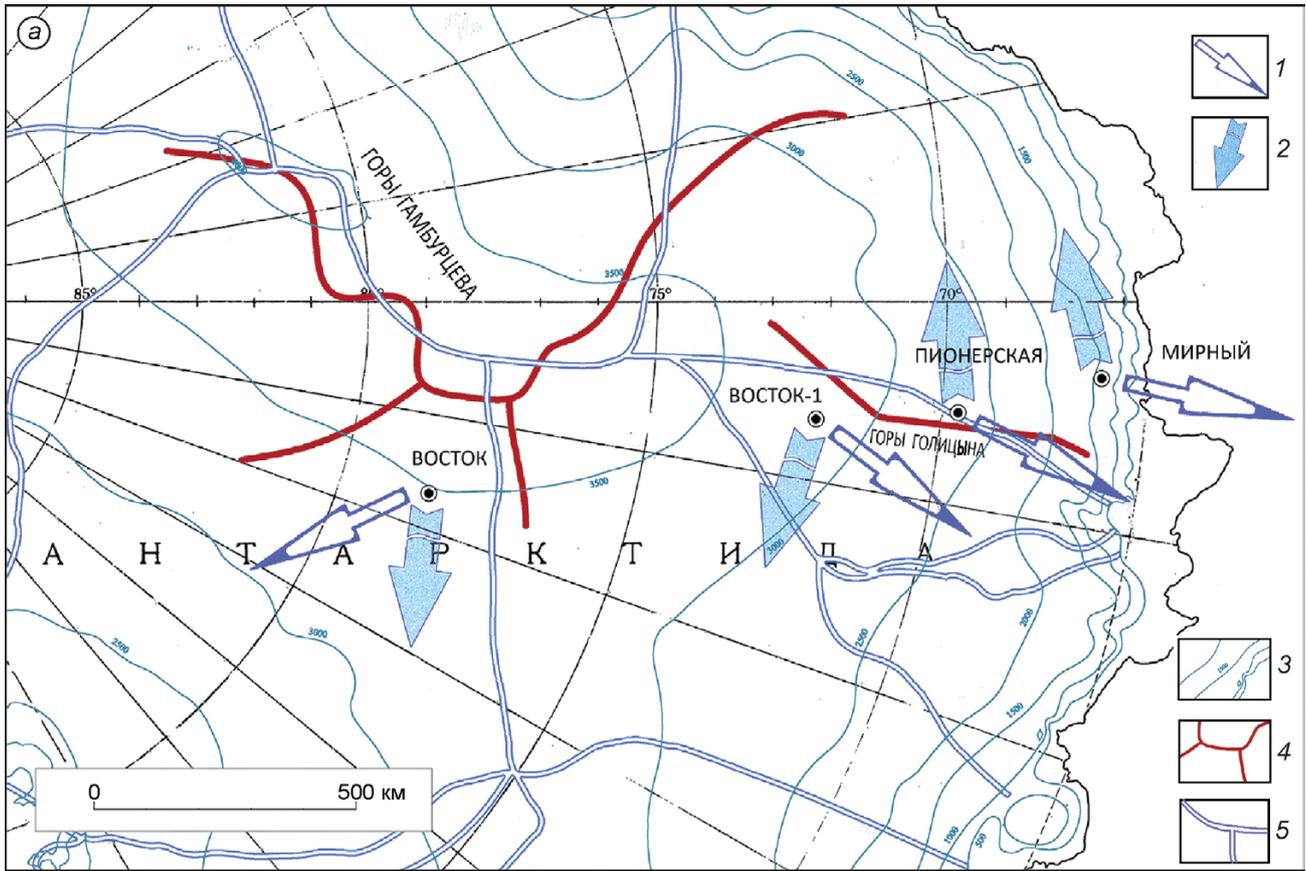
**Структурно-реологическая расслоённость ледникового покрова и данные радиолокации.** По результатам наземного радиолокационного профилирования ледникового покрова в районах станций Восток, Восток-1, Пионерская, Мирный на всём исследуемом нами разрезе (на всех упомянутых станциях до глубин 1920, 430, 350 и 500 м) по профилю протяжённостью 1400 км определены поверхности локальных максимумов и минимумов амплитуды отражённого радиолокационного сигнала [36–39]. Установлено, что изменение по глубине относительной амплитуды отражённого радиолокационного сигнала характеризует ледниковый покров Антарктиды как слоистую субгоризонтальную структуру [36–39] (см. рис. 2, в). Выявлена высокая корреляция (0,74) изменения скорости, направления течения льда и изменения относительной амплитуды отражённого радиолокационного сигнала. Зарегистрировано соответствие глубин границ слоёв с разными характеристиками течения глубинам точек перегиба или локальных экстремумов функций относительной амплитуды отражённого радиолокационного сигнала [30–35] (см. рис. 2, в).

Соответствие границ слоёв с разными формами и скоростями течения льда и поверхностей контрастного отражения радиолокационного сигнала зарегистрировано в разрезе профиля протяжённостью 1400 км до глубины 1920 м. Это позволяет утверждать, что на временных радиолокационных разрезах отображается слоистая структура распределения параметров реологических свойств и течения ледникового покрова Антарктиды.

**Течение льда и морфоструктура ложа ледникового покрова.** На основе суммирования векторов скорости течения поверхности ледникового покрова относительно Земли (геодезические измерения) [40, 41] и скорости течения слоёв внутри ледникового покрова относительно поверхности (мониторинг координат осей скважин) [30–35] мы вычислили векторы скорости течения слоёв внутри ледникового покрова

Антарктиды относительно Земли (коренного ложа) (рис. 3) для четырёх исследованных нами районов: Восток, Восток-1, Пионерская и Мирный

Эти районы равномерно распределены на внутриконтинентальном профиле протяжённостью 1400 км, поэтому можно утверждать, что



зарегистрированные общие закономерности для этих районов объективны практически для всей Восточной Антарктиды.

Установлено, что абсолютная (относительно Земли) скорость течения слоёв льда увеличивается с глубиной в трёх из четырёх рассмотренных районов: Восток, Пионерская, Мирный. А причина слабого изменения по глубине модуля вектора скорости слоёв в районе Восток-1, вероятно, связана с нахождением его на ледоразделе (линии «равновесия» – равновероятного «выбора» направления). Также обнаружено [30–35], что слои внутри ледникового покрова дополнительно к общему течению всей толщи по направлению наклона дневной поверхности имеют «веерное» смещение направления течения. Это веерное смещение происходит в сторону наклона поверхности ближайшей локальной морфологической структуры коренного ложа и ледораздела.

Такое смещение индивидуально в каждом районе (см. рис. 3). Например, в области гор Голицына при всеобщем доминирующем направлении течения с юга на север верхние слои «стекают» относительно нижних в противоположные стороны на разных сторонах ледораздела, приуроченного к подледниковому хребту гор Голицына: в районе станции Восток-1 – в восточном направлении, а в районе станций Пионерская и Мирный (на противоположной стороне локального ледораздела гор Голицына) – в западном направлении (см. рис. 3). В районе станции Восток при всеобщем доминирующем направлении течения с востока на запад верхние слои имеют веерное смещение относитель-

но нижних в южном направлении. Это обусловлено различием направления наклона дневной поверхности и коренного ложа южного склона ближайшего ледораздела, расположенного к северу от станции Восток (см. рис. 3).

Сопоставление векторных диаграмм скорости течения слоёв относительно коренного ложа с особенностями морфологии ледникового покрова позволило сформулировать два вывода: 1) течение нижних слоёв сонаправлено наклону поверхности локальных морфологических структур коренного ложа (возвышенность района гор Гамбурцева и структура восточнее гор Голицына, области «А1» и «А2» на рис. 3, б); 2) течение верхних слоёв сонаправлено наклону современной дневной поверхности всего ледникового покрова, сnivelированной по сравнению с поверхностью коренного ложа и образовавшейся, вероятно, в процессе слияния локальных ледниковых куполов из областей «А1» и «А2» в морфологическую структуру «В» на рис. 3, б. На основании анализа экспериментальных наблюдений мы установили, что направление наклона поверхности коренного рельефа локальных районов изменяет общее доминирующее направление течения индивидуально для каждого слоя. Вместе с тем выявлена важная особенность динамики всего ледникового покрова Антарктиды – абсолютная (относительно коренной поверхности) скорость течения слоёв закономерно возрастает с глубиной.

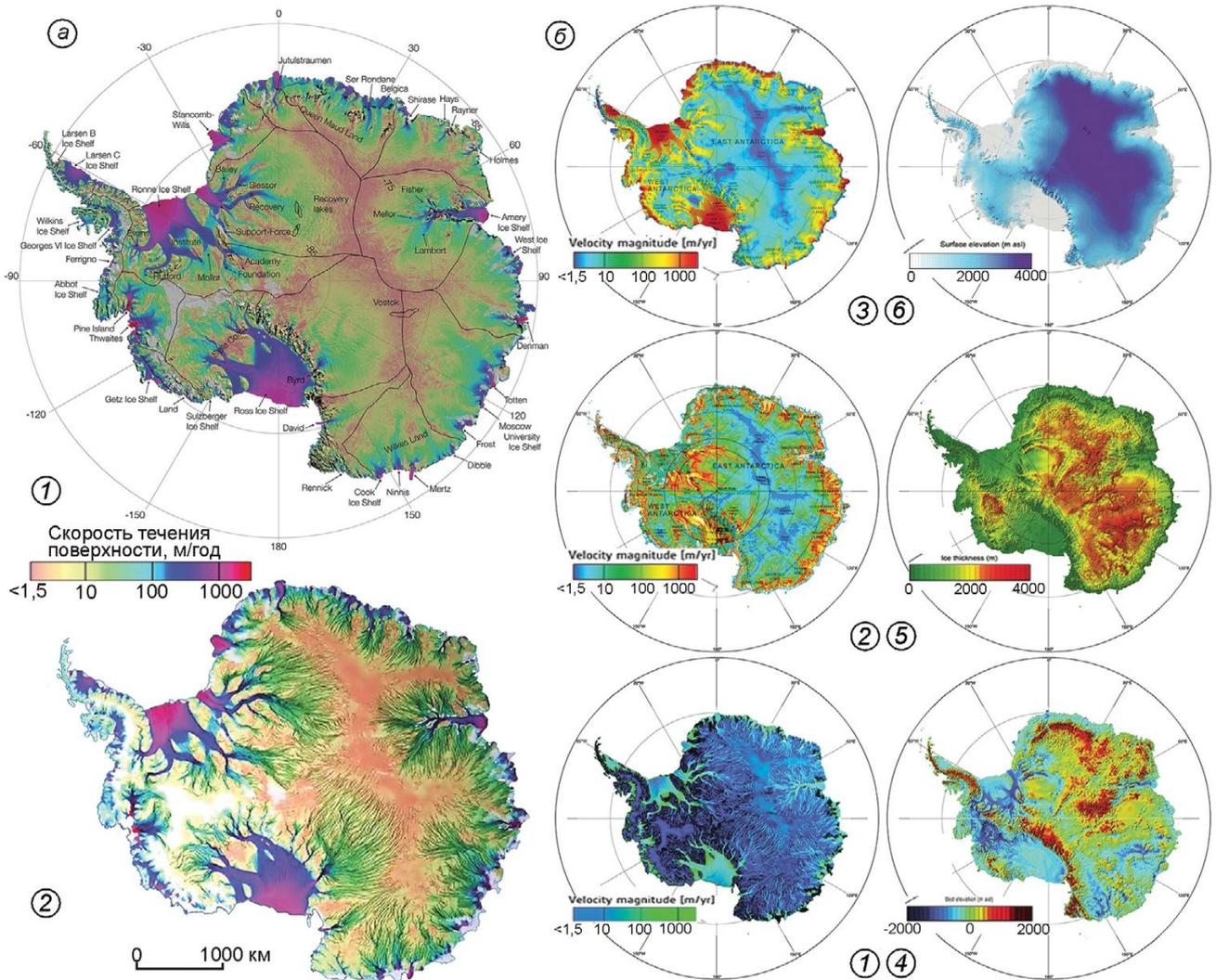
**Космогеодезические данные о динамике поверхности ледникового покрова Антарктиды.** Специалистами США по результатам обработ-

**Рис. 3.** «Веерная» зависимость изменения направления течения слоёв льда внутри ледникового покрова Антарктиды от различий в направлениях наклона поверхности локальных морфологических структур коренного ложа и поверхности:

*a* – направление течения дневной поверхности Антарктиды (1); направление смещения течения верхних слоёв относительно нижних внутри ледникового покрова (2); изолинии высоты дневной поверхности (3); основные морфологические структуры коренного ложа (4); ледоразделы (5); *б* – «веерное» изменение векторов скорости течения слоёв льда относительно Земли (коренного ложа) (6); предполагаемые «центры» растекания нижних слоёв (7); предполагаемый «центр» растекания верхних слоёв (8) [30–35] (масштаб векторов на рисунке в районе станции Мирный уменьшен в 10 раз по отношению к масштабу векторов в районах станций Восток, Восток-1, Пионерская)

**Fig. 3.** «Fan-shaped» dependence for changing the direction of flow of ice layers in the ice sheet of Antarctica from differences directions of inclination of the surface of the local morphological structures of the bedrock and the surface of ice sheet:

*a* – the flow direction of the surface of ice sheet of Antarctica (1); the flow offset direction of the upper layers of relatively the lower inside the ice sheet (2); height of the surface isoline (3); basic geomorphologic structures of the bedrock (4); ice divide (5); *б* – «fan-shaped» change in flow velocity vectors of ice layers relative to the Earth (bedrock) (6); the probable «centers» spreading the lower layer (7); putative «center» of spreading the upper layers (8) [30–35] (the scale of the vectors in the figure in the region of Mirny station been reduced by 10 times in relation to the scale of the vectors in the areas of Vostok, Vostok-1, Pionerskaya)



**Рис. 4.** *a* – карта скорости течения дневной поверхности Антарктиды и структура ледосборных бассейнов (1), а также трёхмерная её интерпретация с детализацией локальных потоков льда (2) [42]; *б* – карты Антарктиды, отображающие взаимное соответствие дифференциации в пространстве основных параметров морфологии и динамики ледникового покрова: 1 – локальные потоки льда по результатам мониторинга и 3D-интерпретации скорости поверхности; 2 – локальная скорость течения дневной поверхности; 3 – интегральная (осреднённая по площади) скорость течения дневной поверхности; 4 – высота коренного ложа; 5 – толщина ледникового покрова; 6 – высота дневной поверхности [42]

**Fig. 4.** *a* – Map of the flow rate of the surface of ice sheet of Antarctica and structure of collecting ice pools (1), as well as its three-dimensional interpretation and detailed elaboration of local streams of ice (2) [42]; *б* – maps of Antarctica, displaying the mutual conformity of differentiation in the space of the main parameters of the morphology and dynamics of the ice sheet: 1 – the local flows of ice on the results of monitoring and 3D interpretation of the velocity for surface ice sheet; 2 – the velocity of local flows for the surface ice sheet; 3 – integrated (averaged over a the area) the velocity of flow for surface ice sheet; 4 – the height of the bedrock; 5 – the thickness of the ice sheet; 6 – height of the surface ice sheet [42]

ки данных радиолокационной интерферометрии со спутников RADARSAT-1,2 [Canadian Space Agency (CSA) and MacDonald, Dettwiler, and Associates Limited (MDA)], Envisat ASAR, ERS-1/2 [European Space Agency (ESA)], (ALOS) PALSAR [Japan Aerospace Exploration Agency

(JAXA)] определены значения скорости течения дневной поверхности ледникового покрова Антарктиды и составлена карта ледоразделов и ледосборных бассейнов [42] (рис. 4, *a*, 1).

Интерпретация данных мониторинга течения поверхности даёт картину сложной трёхмерной

структуры распределения потоков льда. При доминирующем растекании ледникового покрова из центрального района к прибрежным общий поток практически повсеместно состоит из множества локальных (см. рис. 4, а, 2; 4, б, 1 и 4, б, 2) [42]. Выполненный нами анализ взаимосвязи структуры выявленных потоков льда с морфологией рельефа коренного ложа, дневной поверхности и толщины ледникового покрова Антарктиды (см. рис. 4) позволяет сделать ряд выводов.

1. «Прародителем» большей части ледниковых потоков служит центральная область Восточной Антарктиды и непосредственно обширная подледниковая горная система гор Гамбурцева, имеющая сильно дифференцированный горный рельеф, аналогичный Альпам как по перепаду высот (до 1500–2000 м), так и по крутизне склонов (в среднем 10–15°, а местами до 20–30° и более) с характерными для горной системы долинами и хребтами.

2. Перепад высот и линейные размеры горных структур коренного ложа соразмерны с мощностью всего ледникового покрова, что уже само по себе существенно не соответствует допущениям «классических» теоретических представлений об одном из основных условий динамики покровного ледника – течению по плоской или хотя бы квазиплоской поверхности.

3. Потоки льда в значительной степени определяются (задаются и соответствуют) сложным рельефом коренного ложа (хребты, долины) (см. рис. 4, б, 4), который на большей части поверхности Антарктиды можно характеризовать как горный.

4. Наклон дневной поверхности ледникового покрова (см. рис. 4, б, 6) сильно выположен и в целом направлен вдоль общего интегрального потока (см. рис. 4, б, 3) из центральной области к периферийной ввиду того, что дневная поверхность, как и общий поток, представляет собой «снивелированную производную» от рельефа коренного ложа.

5. Направление наклона дневной поверхности ледникового покрова (см. рис. 4, б, 6) не определяет повсеместно распространённые локальные потоки льда (см. рис. 4, а, 2; 4, б, 1, 2) и поэтому не может быть основным условием при моделировании динамики покрова.

6. Аналогично ледникам обширных горных систем (Гималаи, Памир и т.п.) потоки льда внутри ледникового покрова зарождаются на горных

(подледниковых) вершинах (см. рис. 4, а, 2; 4, б, 1, 4, 5) в областях с минимальной толщиной покрова и стекают в подледниковые долины в область с максимальной толщиной покрова (см. рис. 4, б, 5).

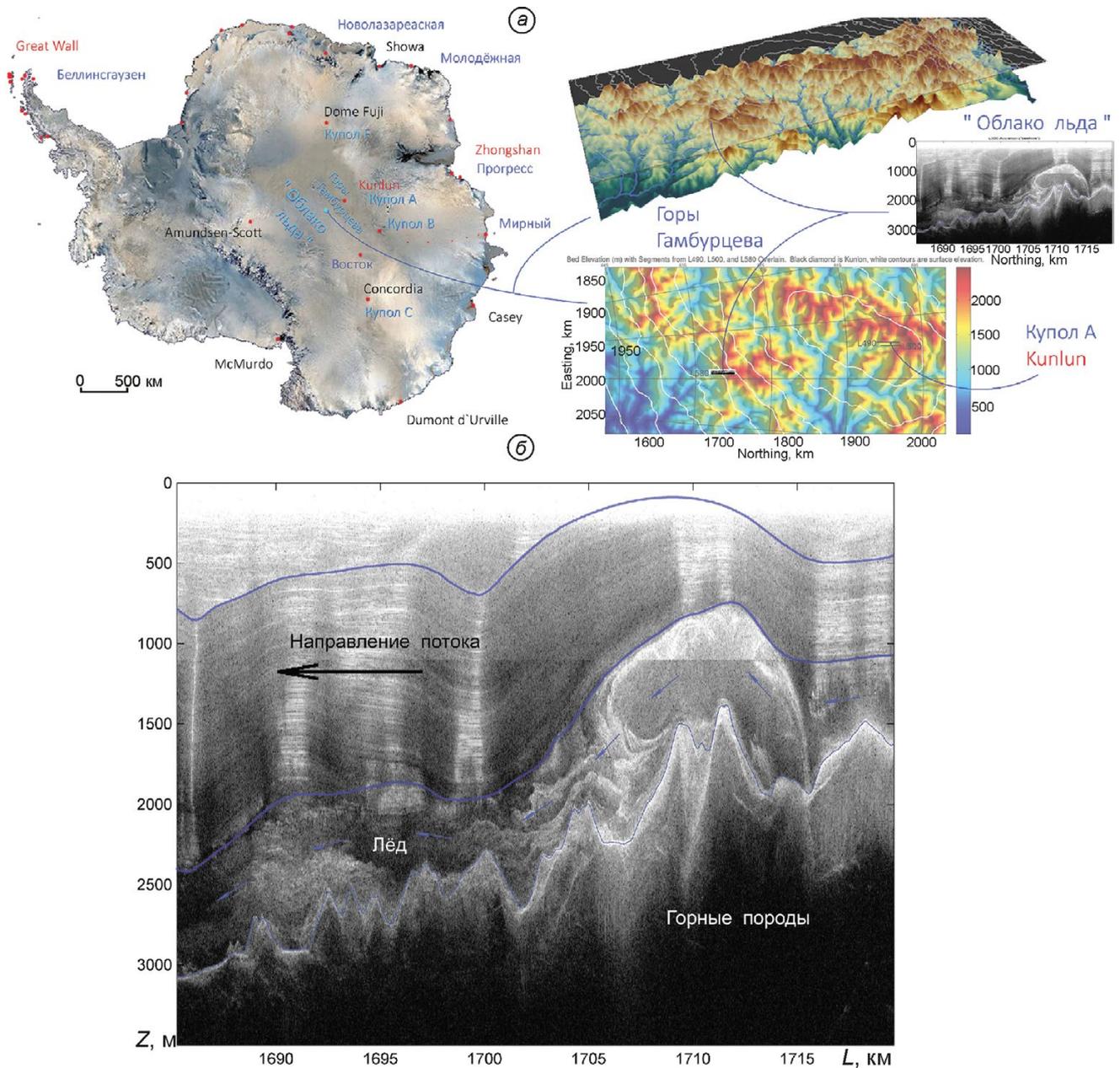
7. Локальные потоки льда из разных ледосборных бассейнов (см. рис. 4, б, 4–6) имеют неодинаковые параметры течения (см. рис. 4, б, 1–3), что обусловлено отличительными особенностями морфологии и массообмена бассейна «прародителя».

8. При слиянии потоков, «зародившихся» в разных ледосборных бассейнах и имеющих индивидуальные параметры течения, возможно сложное взаимодействие этих потоков друг с другом (см. рис. 4, а, 1 и 4, б, 1) в условиях сильной дифференциации наклона поверхности течения по горному рельефу коренного ложа (см. рис. 4, б, 4).

Рассмотренные экспериментальные данные позволяют предполагать, что по всей длине линии тока разные слои внутри ледникового покрова попадают в различные индивидуальные условия течения в разных районах как внутри локального потока, так и особенно в области слияния или границы с потоком, имеющим иные характеристики. Ввиду зарегистрированной явно выраженной дифференциации общего течения ледникового покрова на локальные потоки, аналогичные горным ледникам (см. рис. 4, а, 1 и 4, б, 1), следует в более значительной степени, чем это делается сейчас, учитывать известные закономерности динамики горных ледников при моделировании массопереноса всего ледникового покрова Антарктиды и Гренландии.

#### **Структуры турбулентного течения в ледниковых покровах Антарктиды и Гренландии (по данным радиолокации)**

Исследователями США и Дании на радиолокационных разрезах в нижней трети ледниковых куполов центральных областей Антарктиды (AGAP) и Гренландии (NEEM) зарегистрированы складчатые структуры, которые, как считалось ранее, не характерны для покровных ледников (вертикальная амплитуда складок – около 400 м, наклон крыльев – 45° и более). На радиолокационном разрезе в центральной области Восточной Антарктиды в районе гор Гамбурцева зарегистрирована такая своеобразная ледовая структура (рис. 5) [43]. Авторы, обнаружившие



**Рис. 5.** Турбулентная структура течения в центральной области Восточной Антарктиды в районе гор Гамбурцева: *a* – местонахождение; *b* – радиолокационный разрез, линии – границы основных пластов по результатам структурного анализа; нижняя тонкая линия – рельеф ложа ледникового покрова [43]

**Fig. 5.** Turbulent flow structure in the central region of East Antarctica in the region of Gamburtseva mountains: *a* – the location; *b* – radar cross-sectional, lines are boundaries of the main layers on the results of the structural analysis; the lower thin line is the relief of bed the ice sheet [43]

эту структуру, высказали «гляциогидрологическую» гипотезу, согласно которой она возникла в результате намерзания подледниковой воды (якобы зарегистрированной радиолокацией в подледниковой горной долине, но ещё неизвестно в достаточном ли количестве для таких объёмов ледовой структуры) путём её «затаскивания»

поток ледникового покрова на подледниковую горную вершину.

Мы предлагаем иную – «гляциогеологическую» точку зрения. Общий поток льда распространяется из области Купола А (станция «Kunlun»). Нижний, наиболее пластичный лёд стеснён в жёлобе локальной горной долины

коренного рельефа и перекрыт вышележащей менее пластичной толщей ледникового покрова. При движении по жёлобу подледниковой долины поток льда «упирается» в подледниковый горный массив, который имеет значительное превышение высоты (500 м на расстоянии 2000 м) и сравнительно большой наклон поверхности (около 15°). Горный массив для потока льда служит преградой, перед которой возникает область избыточного давления и формируется структура нагнетания. Ширина (горизонтальный размах) структуры нагнетания составляет около 15 км, относительное увеличение мощности в ядре (высота) — приблизительно 200 м. Согласно имеющимся данным (см. рис. 5), происходит выдавливание нижнего, наиболее пластичного льда из области высокого давления перед склоном горы в область меньшего давления над её вершиной, где мощность вышележащей толщи меньше и где может существовать зона разупрочнения ледникового покрова за счёт его изгиба в соответствии с рельефом. В результате образуется «раздув» — ядро нагнетания. Прорыву ядра на поверхность препятствует вышележащий, менее пластичный слой льда, поток которого «срезает» ядро нагнетания, вовлекая ледовую массу ядра в общее движение, преодоление препятствия в виде горного хребта и дальнейшее растекание.

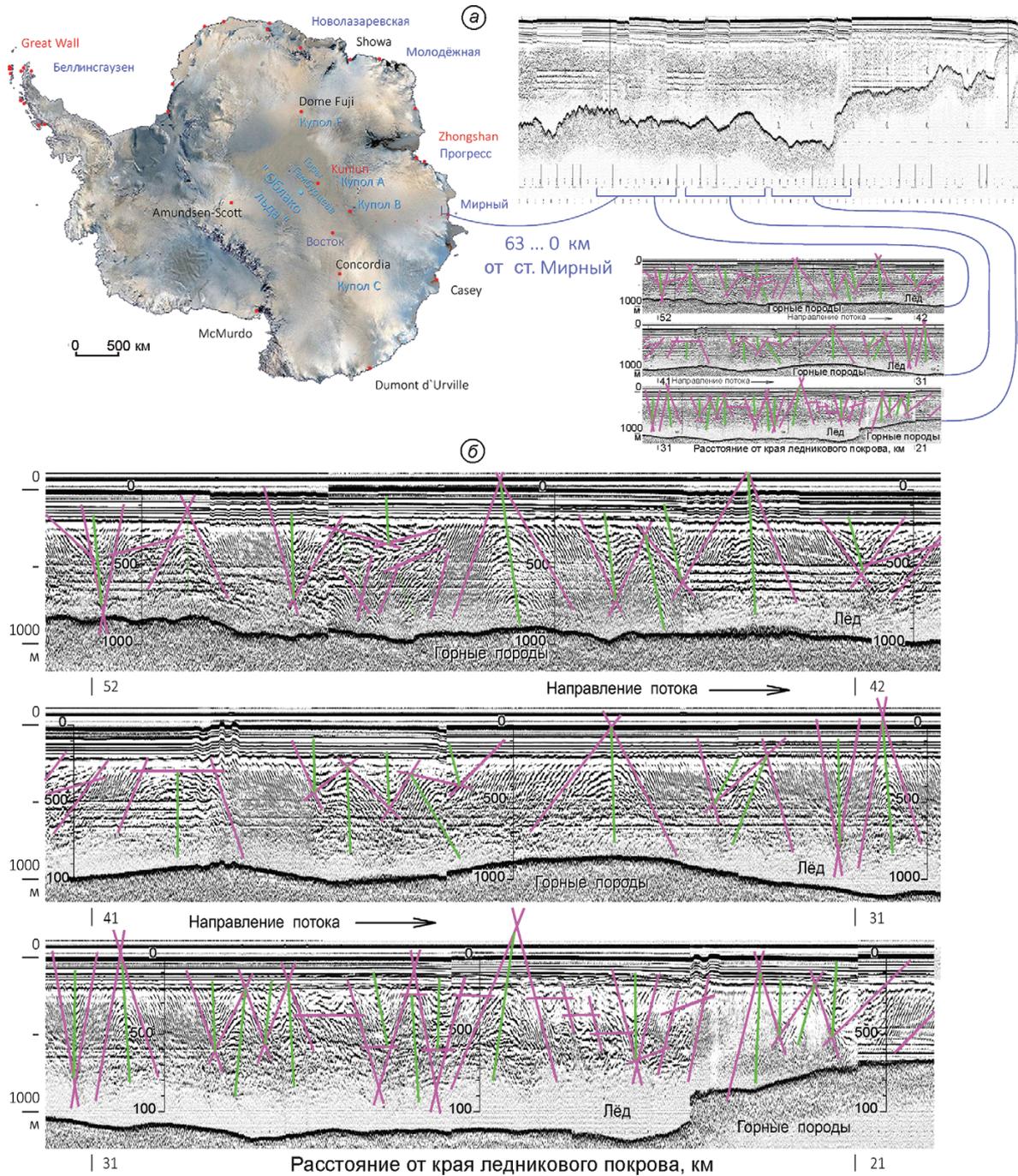
Описанная структура морфологически схожа с диапиром, однако к нему не относится, а принадлежит к категории протрузий. С точки зрения морфологической тектоники, протрузия — это ограниченная в пространстве масса горных пород, находящаяся вне своего первичного местоположения и имеющая во внутренней структуре и во взаимоотношениях с окружающими образованиями признаки тектонического внедрения. Протрузия как процесс — это внедрение горных масс в вышележащие слои в результате вязкостной неоднородности (вязкостной инверсии) различных объёмов коры и литосферы. Внедрения в горизонтальном направлении получили названия горизонтальных протрузий или плито-потоков [29].

Интересна также структура, зарегистрированная на радиолокационном разрезе в восточной краевой области ледникового покрова Восточной Антарктиды в районе станции Мирный на меридиональном профиле протяжённостью около 70 км от берега (рис. 6). В этой зоне лед-

никовый покров практически на всю мощность (около 1000 м) смят в складчатые структуры, которые перекрыты независимо залегающей и не смятой в складки субгоризонтальной слоистой фирновой толщей мощностью около 200 м. Ширина зарегистрированных складок — 1–2 км, высота складок — 200–500 м. (см. рис. 6, б). Число антиклинальных (местами сундучных) складок несколько преобладает над числом синклиналиных. Вероятно, это можно объяснить «замещением» синклиналиных складок разрывными нарушениями (трещинами), которые многократно и проблемно проявили себя на поверхности в этом районе при проведении работ Российской антарктической экспедиции. Аналогичная закономерность характерна и для доменов земной коры с покровно-чешуйчатой структурой, в частности для территории Фанских гор (Южный Тянь-Шань) [29], структура которых связана с субгоризонтальным растеканием горных масс в условиях их гравитационной неустойчивости.

Явно выраженный складчатый характер течения ледовой массы на всю толщину ледникового покрова в рассматриваемой области, вероятно, представляет собой следствие и/или аналогию «краевого эффекта» «срыва» ламинарного потока и переход его в турбулентную форму течения на границе двух сред (ледникового покрова и внешней среды). Район станции Мирный не уникален с точки зрения динамики ледникового покрова, поэтому можно предполагать, что аналогично по всей периферии ледникового покрова прибрежная область до 50–70 км от края имеет турбулентное течение льда, не соответствующее представлению о динамике покровного ледника. Возможно, именно турбулентное «перемалывание» толщи ледникового покрова вблизи его границ и последующая быстрая эрозия раздробленного льда служат причиной наблюдаемых «барьерных», а не плавно выполаживающихся краёв ледниковых покровов.

В Гренландии для примера мы выбрали «неламинарные» ледовые структуры, которые обнаружены в районах, близких к центральной области Северной Гренландии около станции НЕЕМ (рис. 7). Описание структур в ракурсе морфологической тектоники соответствует не отдельному ледовому «диапиру», а системе ледовых диапировых складок нагнетания. Это — антиклинальные куполовидные складки, ха-

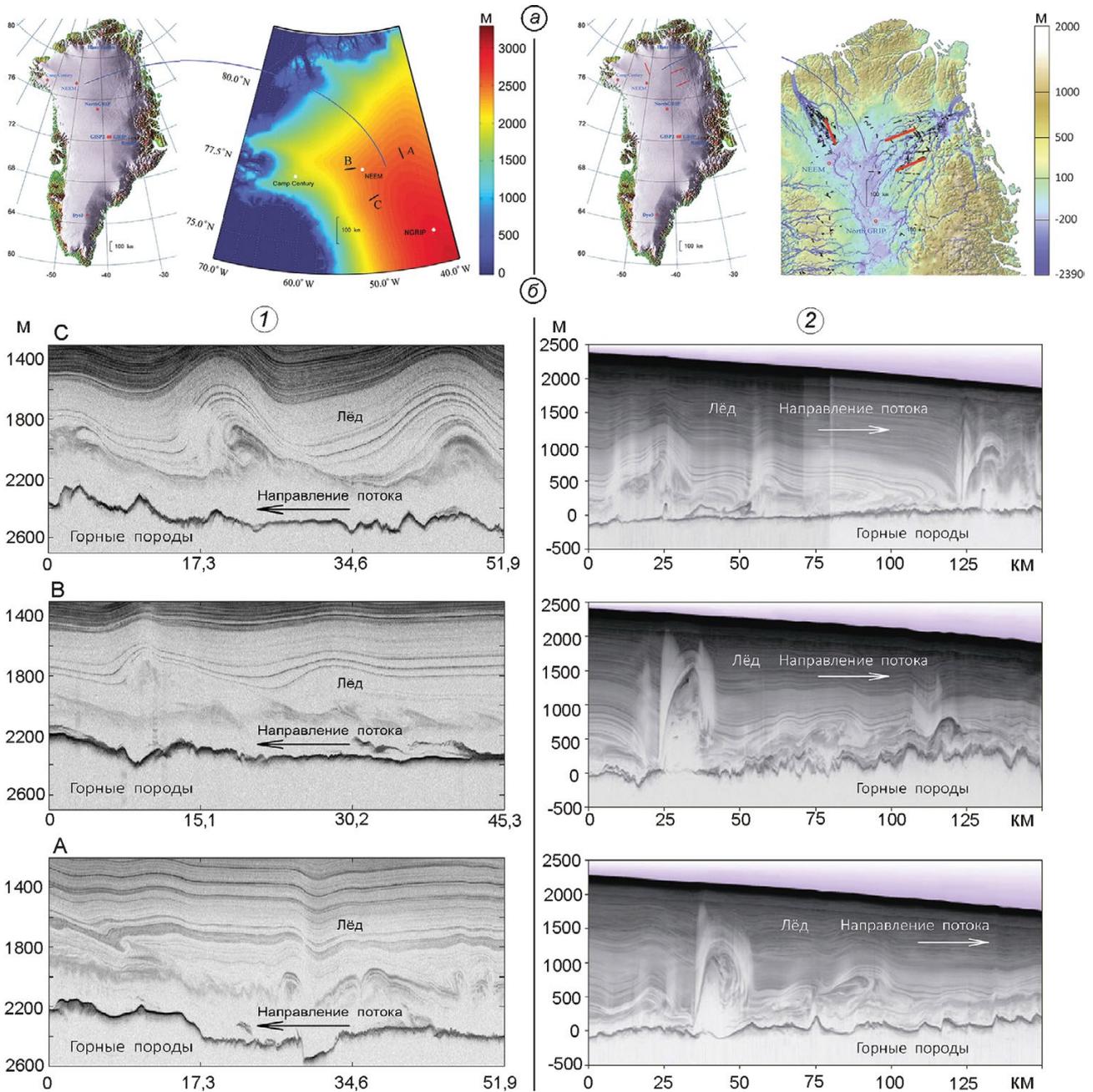


**Рис. 6.** Складчатые структуры в ледниковом покрове Антарктиды в районе прибрежной станции Мирный в разрезе субмеридионального профиля (трассы Мирный – Восток) протяжённостью 70 км от берега (предоставлено С.В. Поповым по результатам его полевых работ в январе 2003 г.):

*a* – местонахождение; *b* – радиолокационный разрез: линейный структурный анализ крыльев складок (красный) и осей складок (зелёный); стрелки – направление потока льда, горизонтальные полосы в верхней части разреза – фирн; контрастная тёмная толстая поверхность отражения – нижняя граница покрова

**Fig. 6.** Minipleat structures in the Antarctic ice sheet in the region of coastal stations Mirny in meridional cross-sectional profile (route Mirny – Vostok) with length of 70 km from the coast (courtesy of S.V. Popov on the results of its of field work in January 2003):

*a* – the location; *b* – radar cross-sectional: a structural analysis of the lineament for wings or creases axis (red and green); arrows – the direction of ice flow, horizontal stripes in the upper part the cross-sectional – the firn; contrasting the dark thick reflection surface – the lower bound sheet



**Рис. 7.** Турбулентные структуры течения ледникового покрова Гренландии:

*a* – в северо-западной области [ftp://data.cresis.ku.edu/data/rds/] (вертикальная шкала – высота поверхности, м) и в северной и северо-восточной областях [47] (вертикальная шкала – высота коренного ложа ледникового покрова, м); *б* – радиолокационные разрезы; см. текст

**Fig. 7.** Turbulent structure in flow of Greenland ice sheet:

*a* – in the North-Western region [ftp://data.cresis.ku.edu/data/rds/] (vertical scale – the height of the surface, m) and in the North and Northeast region [47] (the vertical scale is the height of the bedrock of the ice sheet, m); *б* – radar cross-sectionales; see text

рактирующиеся наличием сильно перемятого ядра (так называемого ядра протыкания), которое состоит из более древнего высокопластичного льда; поверхность ядра пересекает границы полого залегающих слоёв крыльев складки. Ге-

незис анализируемой ледовой структуры идентичен генезису подобной структуры в горных породах. В земной коре складки нагнетания развиваются как в осадочном чехле, так и в фундаменте, причём в чехле это нередко происхо-

дит независимо от строения фундамента. Они представляют собой антиклинальные структуры, образующиеся в слоистых толщах при внедрении в них пород с низкой вязкостью: солей, ангидритов, гипсов, углей, насыщенных водой глин, а также катаклазированных (гранулированных) кристаллических и метаморфических пород, способных пластично деформироваться и течь в направлении областей декомпрессии.

В Гренландии ледовые складки нагнетания не приурочены к горному массиву коренного рельефа со значительными перепадами высот, как это зарегистрировано для аналогичной структуры в Антарктиде. Они расположены на относительно выровненной поверхности коренного рельефа, для которой характерны небольшие амплитуды изменения высот ( $\pm 100 \div 150$  м на протяжении 4–6 км) и незначительные углы наклона (около 3–5°). Поэтому в данном случае в коренном рельефе отсутствуют «барьеры», которые могли бы быть катализатором для образования «неламинарных» структур в субгоризонтальном потоке льда. Складки нагнетания в Гренландии соразмерны с габаритами протрузивных тел Антарктиды: ширина приблизительно 25 км, а высота около 200–300 м («аномально» до 1000 м, что видно на рис. 7, б, 2).

Возможная причина образования складок нагнетания в Гренландии — выдавливание более пластичных нижних масс льда под действием вертикального гравитационного литостатического давления вышележащего ледникового покрова по механизму формирования диапиров за счёт плотностной инверсии. Кулисные складки нагнетания могут также образоваться в результате дисгармонии реологических свойств в соседствующих по вертикали ледовых потоках (вязкостная инверсия), а также при различной скорости течения льда и неоднородности поля напряжений в текучем, относительно более тёплом и пластичном нижнем пласте и перекрывающем его менее текучем и более холодном слое. В этом случае нагнетание материала в вышележащую толщу происходит по ослабленным зонам: областям уменьшения мощности ледникового покрова или участкам пониженной прочности, приуроченным к тектоническим деформациям.

Как следует из приведённого здесь материала, «неламинарные» структуры в нижней части ледниковых покровов Антарктиды и Гренландии

могут быть интерпретированы как структуры нагнетания, которые образуются при выдавливании наиболее пластичного льда из нижней области ледяного покрова в верхнюю. Условиями нагнетания ледовых масс могут быть следующие факторы: а) упор горизонтального потока пластичного льда в преграду подледникового рельефа; б) действие вертикального литостатического давления вышележащих масс льда; в) действие горизонтального избыточного динамического давления более скоростного потока льда в нижнем пласте; г) возникновение зон пониженного давления в областях уменьшения мощности ледникового покрова. Особо отметим, что области формирования ледовых протрузий и складок нагнетания могут возникать не только над локальными возвышенностями (горами), но и в местах прогиба покрова над локальными впадинами (см. рис. 7); не следует исключать и приуроченность к областям знакопеременных форм подледникового рельефа.

Проведённый анализ позволяет утверждать, что обширные придонные объёмы ледниковых покровов Антарктиды и Гренландии представляют собой наиболее пластичную (текучую) субстанцию и именно в ней происходит турбулентное, дифференцированное по скорости 3D-течение льда. Структурным выражением объёмной подвижности ледовых масс служат выявленные складки нагнетания и протрузии.

#### **Геолого-геофизическая модель геосферы «полярный ледниковый покров Антарктиды и Гренландии»**

В результате циклических вариаций климатических условий на поверхности ледникового покрова [24, 25, 44, 45] в накапливающемся льду формируется субгоризонтальная слоистая структура с дифференцированным по вертикали распределением параметров вещественного состава, а также петроструктурных, петрофизических и, как следствие, реологических свойств [20, 44–46]. Изменение во времени и пространстве условий залегания слоёв как на поверхности, так и внутри ледникового покрова создаёт индивидуальные для каждого из них условия течения (угол и направление наклона поверхности течения, внешние силы, метаморфические преобра-

зования вязкоупругих и анизотропных свойств и т.п.). Эти условия определяют послойное изменение по глубине скорости и направления течения льда [30–35]. Послойная дифференциация усиливается под действием метаморфических и динамометаморфических преобразований внутри ледникового покрова. Морфология коренного ложа по линии тока льда индивидуально влияет на параметры течения каждого слоя и каждого локального потока (рис. 8).

Результаты исследований позволяют сделать вывод о формировании общей дифференциации реологических свойств, структуры течения и характеристик потока льда внутри ледниковых покровов Антарктиды и Гренландии по вертикали и в горизонтальной плоскости под влиянием суперпозиции факторов (см. рис. 8), изменение которых в пространстве можно разделить на две основные группы. *Первая группа*: послойное субгоризонтальное изменение воздействия на свойства ледникового покрова (см. рис. 8, А), обусловленное существенным градиентом граничных условий «отбора» тепловой энергии (замораживание) «космическим полярным» пространством на поверхности и условий поступления тепловой энергии (таяние) геотермального потока на коренное ложе при значительной вертикальной мощности ледникового покрова. *Вторая группа*: псевдорadiaльная (псевдоосевая) симметрия изменения воздействия на свойства ледникового покрова (см. рис. 8, Б), при котором функции параметров закономерно (близко к экспоненциальному) возрастают/убывают от условной точки (линии) на поверхности в центральной области ледникового покрова к его периферии (как по плоскости, так и по глубине). Эти факторы обусловлены существенным градиентом условий краевой (прибрежной) и внутриконтинентальной областей и значительными континентальными размерами ледникового покрова в плане.

С глубиной, в соответствии с существующим в регионе геотермальным градиентом, возрастает температура льда. Также наблюдается и рост температуры льда при движении от центра к периферии материка в результате изменения климатических условий на поверхности ледникового покрова. С глубиной увеличиваются также литостатическое давление и напряжение сдвига. Существенный фактор образования структур течения в ледниковом покрове — рост пластичности

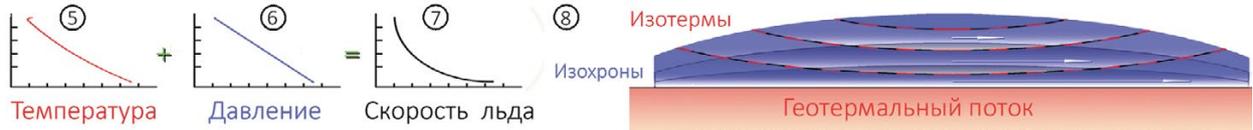
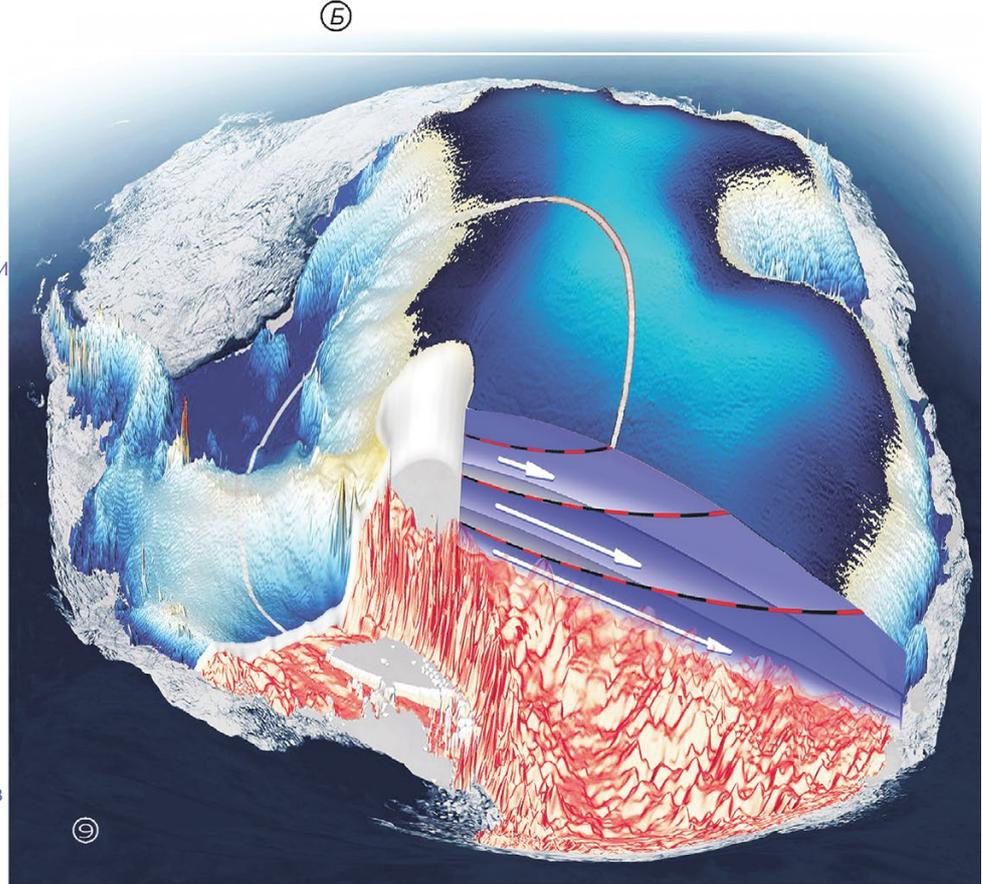
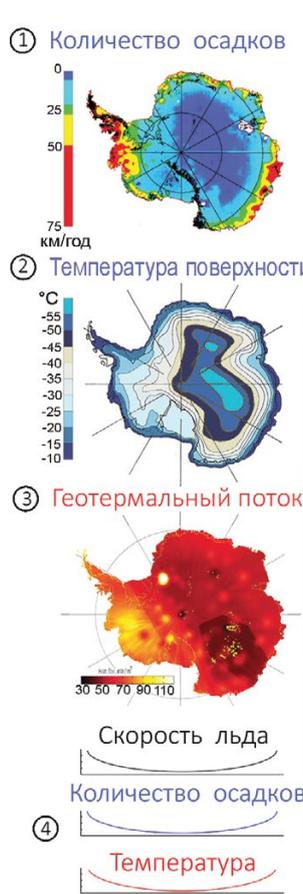
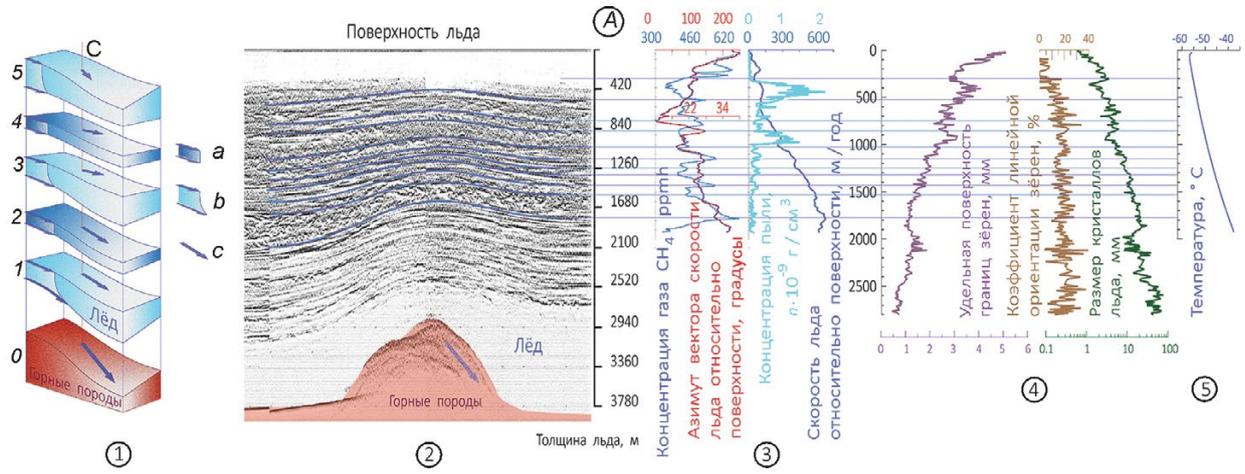
льда (за счёт повышения температуры) в направлении от центральной области к периферии, а также объёма вовлекаемой в поток массы льда (в результате увеличения привноса осадков).

Всё это приводит к возникновению субгоризонтальной (субслоистой) расслоённости ледникового покрова, плоскостной и радиальной дифференциации реологических свойств льда и увеличению абсолютной скорости его течения в направлении от центра поверхности ледникового щита к его периферии (как по горизонтали, так и по вертикали). При этом возникают структуры и граничные поверхности потоков (реологические разделы) разной морфологии, а также локальные потоки льда, согласующиеся с условиями локальных ледосборных бассейнов. Пространственно объединённые, в совокупности потоки образуют ледовое «тело» со сложным и неоднородным внутренним строением, прошедшее длительную тектоническую эволюцию. По своему масштабу, характеру строения и длительности формирования такая форма материи безусловно может рассматриваться как одна из оболочек земной коры.

В качестве обобщённой геолого-геофизической модели динамики ледниковых покровов (см. рис. 8, б, 8, 9) Антарктиды и Гренландии, основанной на экспериментальных данных, следует рассматривать слоистую субгоризонтальную структуру течения льда с увеличением интенсивности потока масс льда от «центра» к краям (как по горизонтали, так и вниз по вертикали), при которой верхние «линзообразные» монолитные ледовые структуры центральной области ледникового покрова выдавливают более пластичные нижние слои и периферийные массы льда, а при наличии, особенно в нижних пластах, структурных «осложнений» и дифференциации на локальные, местами и турбулентные потоки, обусловленные сложным горным рельефом коренного ложа.

### Заключение

Квазистатическое (в масштабах периода наблюдений) состояние полярных ледниковых щитов, а также внешних (космических, геологических) и внутренних (изоморфизм состава) факторов, определяющих параметры их существования, позволяет существенно уточнить при-



роду наблюдаемых явлений и рассматривать термо-масс-балансовую динамическую модель ледниковых покровов Антарктиды и Гренландии не как движущийся природный объект, а как фиксированную сбалансированную «область»

пространства, через которую «транзитом» протекает вещество — «субстанция потока»  $H_2O$  в различных состояниях твёрдой фазы. Отличительная особенность этого природного феномена — наличие некоего «поля», которое воздействует на

**Рис. 8. А:** (1) – блок-схема послойной дифференциации течения льда (модуль и направление вектора скорости ( $c$ ), образующейся в результате различных реологических свойств льда и изменения морфологии (наклона поверхности подошвы и кровли) слоёв в процессе аккумуляции и эволюции ледникового покрова:  $0$  – коренное ложе; 1, 3, 5 – слои, в которых течение соответствует закону Глена ( $b$ ); 2, 4 – слои, в которых течение не соответствует закону Глена ( $a$ ); С – исследуемая скважина; экспериментально выявленная согласованность границ слоёв контрастного отражения радиолокационного сигнала с границами слоёв, выделенных по однотипному изменению по глубине параметров: течения (2); вещественного состава (3); петрографических, петроструктурных характеристик (4), а также монотонное возрастание температуры по глубине (5) Антарктического ледникового покрова в районе станции Восток.

**Б:** Схематическое изменение и распределение параметров ледникового покрова Антарктиды (по экспериментальным данным): количество осадков (1) и температура (2) на поверхности; геотермальный поток на коренном ложе (3); скорость течения ледникового покрова, количество осадков и температура на поверхности по меридиональному профилю (4); температура (5) и литостатическое давление (6) в любой точке по вертикали; предполагаемое теоретическое изменение абсолютной скорости течения льда по вертикали (7); модель (8, 9) слоистой, субгоризонтальной структуры распределения параметров динамики при выдавливании нижних слоёв и «периферийных», более пластичных масс льда верхними, «центральными», более упругими, монолитными линзообразными структурами ледникового покрова

**Fig. 8. A:** (1) – block diagram of the differentiation of layered flow of ice (the magnitude and direction of the velocity vector ( $c$ ), which are formed as a result of various of the rheological properties of ice and changes in morphology (surface inclination bottom and top) layers in the process of accumulation and the evolution of the ice sheet:  $0$  – the indigenous bed; 1, 3, 5 – the layers in which the flow corresponds to Glen law ( $b$ ); 2, 4 – the layers in which the flow the does not correspond Glen law ( $a$ ); С – the investigated bore; the experimentally identified coherence of borders of layers of contrasting reflect the radar signal with the boundaries of layers, highlighted by a similar change in the depth for the parameters : the flow (2); the material composition (3); petrographic, petro-structural characteristics (4) and monotonic increase of temperature with depth (5) of the Antarctic ice sheet at Vostok station area.

**Б:** a schematic the change and the distribution for parameters in the Antarctic ice sheet (from experimental data): the amount of precipitation (1) and temperature (2) on the surface; geothermal flow an indigenous bed (3); the rate of flow of the ice sheet, the amount of precipitation and temperature on the surface on the meridian profile (4); temperature (5) and lithostatic pressure (6) along any point along the vertical direction; theoretical expected to change the absolute flow rate of ice vertical (7); model (8, 9) for layered, sub-horizontal structure of the distribution of the parameters of dynamics when extruded during extrusion of lower layers and the «peripheral» areas where is located more plastic ice due to pressure more resilient, monolithic structures lenticular ice sheet

«субстанцию потока» и задаёт для него взаимосвязанные состояния течения в твёрдой фазе и реологические свойства. Неизменное во времени, но различное в каждой точке пространства «поле» определяет индивидуальное состояние и свойство субстанции потока (структуру, реологию, скорость потока и т.п.) в каждом элементарном объёме «области», а также изменение этих свойств и состояния при перетекании «субстанции» из одной точки «области» в другую.

Образным пояснением такого представления может быть аналогичный по сущности природный процесс перетекания насыщенных влагой слоёв воздуха через горную вершину (хребет), при котором видимым отображением структуры поля термобарического состояния и свойств потока влажного воздуха служит «область облака», «висящего» вокруг вершины. «Облако» представляет собой метастабильное фиксированное в пространстве проявление границ фазового пе-

рехода (формирование и диссипация конденсата) в потоке воздушных масс над преградой. При этом масса воздуха над горой не задерживается, она «транзитом» в потоке пересекает «область облака». В пространстве фиксируются следующие термобарические условия: границы фазовых переходов «воздух–конденсат–воздух» и соответственно область пространства объекта – «облако».

Отметим, что динамику ледниковых покровов Антарктиды и Гренландии следует рассматривать как процесс, аналогичный геотектоническому в геологических объектах (толщи осадочных, метаморфических пород или континентальная кора в целом), но имеющих иные масштабы времени и реологические параметры. Это позволяет установить (или уточнить) некоторые недоступные для прямой регистрации или не нашедшие адекватного истолкования фундаментальные закономерности проявления геотектонических процессов в земной коре и литосфере.

## Литература

1. Барков Н.И., Дмитриев Д.Н., Кудряшов Б.Б. Анализ влияния различных факторов на движение стационарного куполовидного ледника (применительно к условиям Антарктиды) // Проблемы Арктики и Антарктики. 1985. Вып. 59. С. 32–39.
2. Войтковский К.Ф. Механические свойства льда. М.: Изд-во АН СССР, 1960. 99 с.
3. Зотиков И.А. Тепловой режим ледникового покрова Антарктиды. Л.: Гидрометеиздат, 1977. 168 с.
4. Котляков В.М. Гляциологический словарь. Л.: Гидрометеиздат, 1984. 526 с.
5. Budd W.F. The Dynamics of Ice Masses. Issued by the Antarctic Division // Department of Supply. ANARE Scientific Reports. Series A (IV) Glaciology Publication № 108. Melbourne, 1969. 216 p.
6. Paterson W.S.B. Secondary and tertiary creep of glacier ice as measured by borehole closure rates // Review Geophys. Space Physics. 1977. V. 1. № 1. P. 47–55.
7. Paterson W.S.B. The physics of glaciers. Third edition. Oxford, etc.: Elsevier. 1994. 486 p.
8. Samuel C. Colbeck. Dynamics of snow and ice masses. Academic press. A Subsidiary of Harcourt Brace Jovanovich. Publishers. New York. London. Toronto. Sydney. San Francisco. 1980. 468 p.
9. Van der Veen C.J. Fundamentals of glacier dynamics. Rotterdam: A.A. Balkema, 1999. 462 p.
10. Вострецов Р.Н., Дмитриев Д.Н., Путиков О.Ф. Основные результаты геофизических исследований глубоких скважин и ледяного ядра в Восточной Антарктиде // МГИ. 1984. Вып. 51. С. 172–178.
11. Путиков О.Ф., Вострецов Р.Н., Дмитриев Д.Н. Оценка палеоклиматических условий формирования ледникового покрова по данным геотермических измерений в глубоких скважинах // МГИ. 1984. Вып. 51. С. 186–191.
12. Hamann L., Weikusat C., Azuma N., Kipfstuhl S. Evolution of ice crystal microstructure during creep experiments // Journ. of Glaciology. 2007. V. 53. № 182. P. 479–589.
13. Pettit E.C., Thorteinsson T., Jacobsom H.P., Waddington E.D. The role of crystal fabric in flow near an ice divide // Journ. of Glaciology. 2007. V. 53. № 181. P. 277–288.
14. Sunil P.S., Reddy C.D., Ponraj M., Dhar A., Jayapaul D. GPS determination of the velocity and strain-rate fields on Schirmacher Glacier, Antarctica // Journ. of Glaciology. 2007. V. 53. № 183. P. 558–564.
15. Gow A.J., Veese D. Physical properties, crystalline textures and c-axis fabrics of the Siple Dome (Antarctica) ice core // Journ. of Glaciology. 2007. V. 53. № 183. P. 573–584.
16. King E.C., Woodward J., Smith A.M. Seismic and radar observations of subglacial bed forms beneath the onset zone of Rutford Ice Stream, Antarctica // Journ. of Glaciology. 2007. V. 53. № 183. P. 665–672.
17. Епифанов В.П. Движение льда в Антарктическом ледниковом покрове // МГИ. 2008. Вып. 105. С. 166–172.
18. Nye J.F. The deformation of a glacier below an ice fall // Journ. of Glaciology. 1959. V. 3. P. 387–408.

## References

1. Barkov N.I., Dmitriev D.N., Kudryashov B.B. Analysis of influence of various factors on the movement of stationary ice cap (with reference to conditions of Antarctica). *Problemy Arktiki i Antarktiki*. Problems of Arctic and Antarctic. 1985, 59: 32–39. [In Russian].
2. Voytkovsky K.F. *Mekhanicheskie svoystva l'da*. Mechanical properties of ice. Moscow: Izdatelstvo AN SSSR. Publishing house of the Academy of Sciences of the USSR, 1960: 99 p. [In Russian].
3. Zotikov I.A. *Teplovoy reghim lednikovogo pokrova Antarktidi*. Thermal regime of the Antarctica ice sheet. Leningrad: Hydrometeoizdat, 1977: 168 p. [In Russian].
4. Kotlyakov V.M. *Glyatsiologicheskii slovar'*. The Glaciological Dictionary. Leningrad: Hydrometeoizdat, 1984: 526 p. [In Russian].
5. Budd W.F. The Dynamics of Ice Masses. Issued by the Antarctic Division. Department of Supply. ANARE Scientific Reports. Series A (IV) Glaciology Publication, 108. Melbourne, 1969: 216 p.
6. Paterson W.S.B. Secondary and tertiary creep of glacier ice as measured by borehole closure rates. *Review Geophys. Space Physics*. 1977, 1 (1): 47–55.
7. Paterson W.S.B. The physics of glaciers. Third edition. Oxford, etc. Elsevier. 1994: 486 p.
8. Samuel C. Colbeck. Dynamics of snow and ice masses. Academic press. A subsidiary of Harcourt Brace Jovanovich Publishers. New York, London, Toronto, Sydney, San-Francisco. 1980. 468 p.
9. Van der Veen C.J. Fundamentals of glacier dynamics. Rotterdam: A.A. Balkema, 1999: 462 p.
10. Vostretsov R.N., Dmitriev D.N., Putikov O.F. Basic results of geophysical studies of deep boreholes and ice core in East Antarctica. *Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovaniy*. Data of Glaciological Studies. 1984, 51: 172–178. [In Russian].
11. Putikov O.F., Vostretsov R.N., Dmitriyev D.N. Assessment of paleoclimatic conditions of ice sheet formation according to geothermal measurements in deep boreholes. *Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovaniy*. Data of Glaciological Studies. 1984, 51: 186–191. [In Russian].
12. Hamann L., Weikusat C., Azuma N., Kipfstuhl S. Evolution of ice crystal microstructure during creep experiments. *Journ. of Glaciology*. 2007, 53 (182): 479–589.
13. Pettit E.C., Thorteinsson T., Jacobsom H.P., Waddington E.D. The role of crystal fabric in flow near an ice divide. *Journ. of Glaciology*. 2007, 53. (181): 277–288.
14. Sunil P.S., Reddy C.D., Ponraj M., Dhar A. and Jayapaul D. GPS determination of the velocity and strain-rate fields on Schirmacher Glacier, Antarctica. *Journ. of Glaciology*. 2007, 53 (183): 558–564.
15. Gow A.J., Veese D. Physical properties, crystalline textures and c-axis fabrics of the Siple Dome (Antarctica) ice core. *Journ. of Glaciology*. 2007, 53 (183.): 573–584.
16. King E.C., Woodward J., Smith A.M. Seismic and radar observations of subglacial bed forms beneath the onset zone of Rutford Ice Stream, Antarctica. *Journ. of Glaciology*. 2007, 53 (183): 665–672.
17. Epifanov V.P. Movement of ice in the Antarctic ice sheet. *Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovaniy*. Data of Glaciological Studies. 2008, 105: 166–172. [In Russian].
18. Nye J.F. The deformation of a glacier below an ice fall. *Journ. of Glaciology*. 1959, 3: 387–408.
19. Nye J.F. The motion of ice sheets and glaciers. *Journ. of Glaciology*. 1959, 3: 495–507.

19. Nye J.F. The motion of ice sheets and glaciers // Journ. of Glaciology. 1959. V. 3. P. 495–507.
20. Fisher D.A., Koerner R.M. On the special rheological properties of ancient microparticle-laden Northern Hemisphere ice as derived from bore-hole and measurements // Journ. of Glaciology. 1986. V. 32. № 112. P. 501–510.
21. Gow A.J. Results of measurements in the 309 meter bore hole at Byrd Station, Antarctica // Journ. of Glaciology. 1963. V. 4. № 36. P. 771–784.
22. Talalay P.G., Hooke R.L. Closure of deep boreholes in ice sheets: a discussion // Annals of Glaciology. 2007. V. 47. P. 125–133.
23. Богородский В.В., Гаврило В.П. Лёд. Физические свойства. Современные методы гляциологии. Л.: Гидрометеоздат, 1980. 384 с.
24. Lorius C., Jouzel J., Ritz C., Merlivat L., Barkov N.I., Korotkevich Y.S., Kotlyakov V.M. A 150000-year climatic record from Antarctic ice // Nature. 1985. V. 316. № 6029. P. 591–596.
25. Petit J.R., Jouzel J., Raynaud D., Barkov N.I., Barnola J.M., Basile I., Bender M., Chappellaz J., Davis M., Delague G., Delmotte M., Kotlyakov V.M., Legrand M., Lipenkov V.Ya., Lorius C., Pepin L., Ritz C., Saltzman E., Stievenard M. Climate and atmospheric history of the past 420,000 years from the Vostok ice core, Antarctica // Nature. 1999. V. 399. № 6735. P. 429–436.
26. Голубев В.Н. Современные колебания ледникового купола Вавилова на Северной Земле // МГИ. 1998. Вып. 85. С. 196–205.
27. Голубев В.Н., Орлов А.В., Иоспа А.В., Фролов Д.М. Исследование систем сланцеватости на леднике Джанкуат // МГИ. 1999. Вып. 87. С. 130–134.
28. Лукьянов А.В. Особенности тектоники материковых льдов. Статья 1. Статья 2 // Бюл. МОИП. Отдел геол. 1995. Т. 70. Вып. 1. С. 3–21. Вып. 2. С. 14–27.
29. Леонов М.Г. Тектоника консолидированной коры // Тр. Геологического ин-та РАН. Вып. 575. М.: Наука, 2008. 457 с.
30. Марков А.Н. Отличие динамики поверхности ледникового покрова Восточной Антарктиды в интервале глубин 0–200 м от динамики нижележащей толщи льда // МГИ. 2007. Вып. 102. С. 12–22.
31. Марков А.Н. Особенности корреляции по глубине и простираанию динамических свойств ледникового покрова Восточной Антарктиды в интервале глубин 0–450 метров // МГИ. 2008. Вып. 103. С. 11–24.
32. Марков А.Н. Связь динамики льда и слоистой структуры поверхностей отражения радиолокационного сигнала в ледниковом покрове Восточной Антарктиды // МГИ. 2008. Вып. 103. С. 170–176.
33. Марков А.Н. Геолого-геофизическая модель слоистой структуры и динамики ледникового покрова Восточной Антарктиды: Автореф. дис. на соиск. уч. степ. канд. геол.-минер. наук. СПб.: Санкт-Петербургский гос. геол. ин-т им. Г.В. Плеханова, 2009. 20 с.
34. Марков А.Н., Котляков В.М. Особенности динамики ледникового покрова Восточной Антарктиды // ДАН. 2006. Т. 411. № 3. С. 410–413.
20. Fisher D.A., Koerner R.M. On the special rheological properties of ancient microparticle-laden Northern Hemisphere ice as derived from bore-hole and measurements. Journ. of Glaciology. 1986, 32 (112): 501–510.
21. Gow A.J. Results of measurements in the 309 meter bore hole at Byrd Station, Antarctica. Journ. of Glaciology. 1963, 4 (36): 771–784.
22. Talalay P.G., Hooke R.L. Closure of deep boreholes in ice sheets: a discussion. Annals of Glaciology. 2007, 47: 125–133.
23. Bogorodsky V.V., Gavrilov V.P. Led. Fizicheskie svoystva. Sovremennye metody glyatsiologii. Ice. Physical properties. Modern methods of glaciology. Leningrad: Hydro-meteoizdat, 1980: 384 p. [In Russian].
24. Lorius C., Jouzel J., Ritz C., Merlivat L., Barkov N.I., Korotkevich Y.S., Kotlyakov V.M. A 150000-year climatic record from Antarctic ice. Nature. 1985, 316 (6029): 591–596.
25. Petit J.R., Jouzel J., Raynaud D., Barkov N.I., Barnola J.M., Basile I., Bender M., Chappellaz J., Davis M., Delague G., Delmotte M., Kotlyakov V.M., Legrand M., Lipenkov V.Ya., Lorius C., Pepin L., Saltzman E., Stievenard M. Climate and atmospheric history of the past 420,000 years from the Vostok ice core, Antarctica. Nature. 1999, 399 (6735): 429–436.
26. Golubev V.N. Present-day variations of the Vavilov ice cap on Severnaya Zemlya. Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovaniy. Data of Glaciological Studies. 1998, 85: 196–205. [In Russian].
27. Golubev V.N., Orlov A.V., Iospa A.V., Frolov D.M. Study of foliation systems at the Djankuat Glacier. Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovaniy. Data of Glaciological Studies. 1999, 87: 130–134. [In Russian].
28. Lukyanov A.V. Peculiarities of the continental ice tectonics. Bulletin' MOIP. Otdel geologii. News of the Moscow society of the nature verifiers. Geol. department. 1995, 70 (1): 3–21. 70 (2): 14–27. [In Russian].
29. Leonov M.G. Tektonika konsolidirovannoy kory. Tectonics of the consolidated crust. M.: Nauka. Trudy Geologicheskogo instituta RAN. Proc. of the Geological Institute, Russian Academy of Sciences, V. 575: Moscow: Nauka, 2008: 457 p. [In Russian].
30. Markov A.N. Difference of surface dynamics of the East Antarctic ice sheet in the interval of 0–200 m depth from the dynamics of underlying ice thickness. Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovaniy. Data of Glaciological Studies. 2007, 102: 12–22 [In Russian].
31. Markov A.N. Features of correlation according to depth and strike of dynamic properties of the East Antarctic ice sheet in an interval of 0–450 meters depths. Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovaniy. Data of Glaciological Studies. 2008, 103: 11–24. [In Russian].
32. Markov A.N. Correlation of ice dynamics and layered structure of reflection surfaces of a radar-tracking signal in the East Antarctic ice sheet. Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovaniy. Data of Glaciological Studies. 2008, 103: 170–176. [In Russian].
33. Markov A.N. Geologo-geofizicheskaya model' sloistoy struktury i dinamiki lednikovogo pokrova Vostochnoy Antarktity. Geological-geophysical model of layered structure and dynamics of the East Antarctic ice sheet. PhD Thesis. St.-Petersburg Mining Institute. 2009: 20 p. [In Russian].
34. Markov A.N., Kotlyakov V.M. Dynamics of the East Antarctica ice sheet. Doklady Akademii Nauk. Proc. of the Academy of Sciences. 2006, 411 (3): 410–413. [In Russian].

35. Markov A.N., Kotlyakov V.M. Specific features of the ice dynamics in Eastern Antarctica // *Doklady Earth Sciences*. 2006. V. 441A. № 9. P. 1427–1430.
36. Попов С.В. Радиолокационное профилирование подледного рельефа, ледникового покрова и подледниковых водоёмов Восточной Антарктиды: Автореф. дис. на соис. уч. степ. д-ра. геол.-минер. наук. СПб.: Санкт-Петербургский гос. ун-т, 2010. 39 с.
37. Попов С.В., Шереметьев А.Н., Масолов В.Н., Лукин В.В. Основные результаты наземного радиолокационного профилирования в районе подледникового озера Восток в 1998–2002 гг. // *МГИ*. 2003. Вып. 94. С. 187–193.
38. Попов С.В., Черноглазов Ю.Б., Масолов В.Н., Лукин В.В. Результаты радиолокационного профилирования вдоль трассы следования санно-гусеничного похода Мирный–Восток // Программа и тез. докл. науч. конф. «Россия в Антарктике», 12–14 апреля 2006 г. СПб., 2006. С. 191.
39. Попов С.В., Липенков В.Я., Еналиева В.В., Преображенская А.В. Внутренние изохронные поверхности в районе озера Восток, Восточная Антарктида // *Проблемы Арктики и Антарктики*. 2007. № 76. С. 89–95.
40. Hamley T. Glaciological measurements on the 1983/84 Soviet traverse from Mirny to Dome C // *ANARE Research Notes*. 1985. № 28. P. 180–184.
41. Richter A., Popov S.V., Dietrich R., Lukin V.V., Fritsche M., Lipenkov V.Ya., Matveev A.Yu., Wend J., Yuskevich A.V., Masolov V.N. Observational Evidence on the Stability of the Hydro-Glaciological Regime of Subglacial Lake Vostok // *Geophys. Research Letters*. 2008. V. 35. L11502. doi: 10.1029/2008GL033397.
42. Rignot E., Mouginot J., Scheuchl B. Ice Flow of the Antarctic Ice Sheet // *Science Express*. 2011. doi: 10.1126/science.1208336.
43. Bell R.E., Ferraccioli F., Creyts T.T., Braaten D., Corr H., Das I., Damaske D., Frearson N., Jordan T.A., Rose K., Studinger M., Wolovick M.J. Widespread persistent thickening of the East Antarctic Ice Sheet by freezing from the base // *Science*. 2011. V. 331. № 6024. P. 1592–1595. doi:10.1126/science.1200109.
44. Липенков В.Я., Полякова Е.В., Дюваль П., Преображенская А.В. Особенности строения антарктического ледникового покрова в районе станции Восток по результатам петроструктурных исследований ледяного керна // *Проблемы Арктики и Антарктики*. 2007. Вып. 76. С. 68–77.
45. Саламатин А.Н., Маликова Д.Р. Структурная динамика ледникового покрова в условиях изменяющегося климата – ритмы природных процессов в гляциосфере Земли // XII гляциол. симпозиум: Тез. докл. М., 2000. С. 9.
46. Herron S.L., Langway C.A. Comparison of ice fabrics and textures at Camp Century, Greenland and Byrd Station, Antarctica // *Annals of Glaciology*. 1982. № 3. P. 118–124.
47. Bell R.E., Tinto K., Das I., Wolovick M., Chu W., Creyts T.T., Frearson N., Abdi A., Paden J.D. Deformation, warming and softening of Greenland's ice by refreezing meltwater // *Nature Geoscience*. 2014. V. 7. P. 497–502. doi:10.1038/ngeo2179.
35. Markov A.N., Kotlyakov V.M. Specific features of the ice dynamics in Eastern Antarctica. *Doklady Akademii Nauk*. Proc. of the Academy of Sciences. 2006, 441A (9): 1427–1430.
36. Popov S.V. *Radiolokatsionnoe profilirovanie podlednogo reliefa, lednikovogo pokrova i podlednikovyykh vodoemov Vostochnoy Antarktidi*. Radar profiling of subglacial topography, ice sheet and subglacial water reservoirs of East Antarctica. PhD Thesis. St.-Petersburg State University, 2010: 39 p. [In Russian].
37. Popov S.V., Sheremetiev A.N., Masolov V.N., Lukin V.V. The basic results of land radar-tracking profiling in the region of subglacial Vostok Lake in 1998–2002. *Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovaniy*. Data of Glaciological Studies. 2003, 94: 187–193. [In Russian].
38. Popov S.V., Chernoglazov Yu.B., Masolov V.N., Lukin V.V. Results of radar-tracking profiling along the line of snow-caterpillar campaign Mirny – Vostok. *Programma i tezis dokladov na nauchnoy konferentsii «Rossiya v Antarktike»*. The program and theses of reports at the scientific conference «Russia in Antarctic». April 12–14, 2006. St.-Petersburg, 2006: 191. [In Russian].
39. Popov S.V., Lipenkov V.Ya., Yenaliyeva V.V., Preobrazhenskaya A.V. Internal isochronous surfaces in Lake Vostok, East Antarctica. *Problemy Arktiki i Antarktiki*. Problems of Arctic and Antarctic. 2007, 76: 89–95. [In Russian].
40. Hamley T. Glaciological measurements on the 1983/84 Soviet traverse from Mirny to Dome C. *ANARE Research Notes*. 1985, 28: 180–184.
41. Richter A., Popov S.V., Dietrich R., Lukin V.V., Fritsche M., Lipenkov V.Ya., Matveev A.Yu., Wend J., Yuskevich A.V., Masolov V.N. Observational evidence on the stability of the hydro-glaciological regime of subglacial Lake Vostok. *Geophys. Research Letters*. 2008, 35: L11502. doi: 10.1029/2008GL033397.
42. Rignot E., Mouginot J., Scheuchl B. Ice Flow of the Antarctic Ice Sheet. *Science Express*. 2011. doi: 10.1126/science.1208336.
43. Bell R.E., Ferraccioli F., Creyts T.T., Braaten D., Corr H., Das I., Damaske D., Frearson N., Jordan T.A., Rose K., Studinger M., Wolovick M.J. Widespread persistent thickening of the East Antarctic Ice Sheet by freezing from the base. *Science*. 2011, 331 (6024): 1592–1595. doi:10.1126/science.1200109.
44. Lipenkov V.Ya., Polyakova E.V., Dyval P., Preobrazhenskaya A.V. Structure of the Antarctic ice sheet in the region of the Vostok station according to results of study the structure of ice core. *Problemy Arktiki i Antarktiki*. Problems of Arctic and Antarctic. 2007, 76: 68–77. [In Russian].
45. Salamatin A.N., Malikova D.R. Structural dynamics of ice sheet in the conditions of changing climate – Rhythms of natural processes in the glaciophere of the Earth. *XII glyatsiologicheskiiy simpozium. Moskva 2000. Tezisy dokladov*. XII glaciological symposium. Report theses. Moscow, 2000: 9. [In Russian].
46. Herron S.L., Langway C.A. Comparison of ice fabrics and textures at Camp Century, Greenland and Byrd Station, Antarctica. *Annals of Glaciology*. 1982, 3: 118–124.
47. Bell R.E., Tinto K., Das I., Wolovick M., Chu W., Creyts T.T., Frearson N., Abdi A., Paden J.D. Deformation, warming and softening of Greenland's ice by refreezing meltwater. *Nature Geoscience*. 2014. 7: 497–502. doi:10.1038/ngeo2179.

**Физическое моделирование режимов движения ледников**

© 2016 г. В.П. Елифанов

Институт проблем механики имени А.Ю. Ишлинского РАН, Москва  
evp@ipmnet.ru**Physical simulation of glacier motion modes**

V.P. Epifanov

Ishlinsky Institute for Problems in Mechanics, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia  
evp@ipmnet.ru

Received February 24, 2016

Accepted April 7, 2016

**Keywords:** *acoustic emission, friction, glacier, physical modeling, rheology of ice.*

Modes of «dry friction» at glacier-bedrock interface (ice sliding and flow) were simulated under uniform compression with different combinations of mechanical and thermodynamic factors. Effect of ice structure in the intermediate layer was considered in terms of strength of ice adhesion to complex-shaped substrate for typical cases: at frictional contact of ice frozen to the walls of the cylindrical matrix; when ice was pressing-through a confuser (with contraction ratio = 30); extruding the ice in a plastic state through a pipe. For these tests, a collapsible matrix was used. It consists of three sections: the feed cylinder, the convergent channel (confuser) and the forming pipe. Changes of ice during severe plastic deformation were monitored by acoustic emission in the range from 10 Hz to 25 kHz. Relationship between the size of moving structural elements, their natural resonant frequency, density and acoustic capacitance was applied. A theoretical model was verified. Correlation of amplitude-frequency spectra of acoustic emission at the frictional contact with the acoustic spectrum of natural oscillations of the glaciers from distant sources was confirmed. The results can be applied to remote sensing studies of ice movement modes at the glacier bedrock.

Поступила 24 февраля 2016 г.

Принята к печати 7 апреля 2016 г.

**Ключевые слова:** *акустическая эмиссия, ледник, реология, трение, физическое моделирование.*

Воспроизведены основные режимы движения ледников по сухому ложу – скольжение и течение, включая образование промежуточного слоя. Выявлен эффект формирования спиралевидной структуры льда в условиях высокого гидростатического давления. Теоретическая модель отражает суть физических процессов интенсивной пластической деформации в пресноводном льду, к которой относится и рекристаллизация. Определены структура, физико-механические, прочностные и акустические характеристики льда в промежуточном слое, рассмотрено также их влияние на режим скольжения. Разработанный акустико-механический метод может быть применён для дистанционного изучения режимов движения ледников по ложу.

**Введение**

Наблюдениями установлено, что большая часть продольных смещений ледника происходит в придонном слое – промежуточном между ложем ледника и основной массой льда [1]. Предполагается, что причина больших деформаций в этом слое обусловлена его структурой, которая имеет совершенно иные, чем остальная масса льда, физико-механические и прочностные свойства [2]. Ввиду затруднённого доступа к ложу ледников свойства льда в промежуточном слое изучены недостаточно, хотя именно изучение структуры льда в леднике – необходимое условие понимания механизмов его движения. В первом приближении проблемы формирования и изучения свойств льда в промежуточном слое могут быть, по-видимому, сведены к полу-

чению объёмных образцов пресноводного льда в условиях, близких к тем, которые соответствуют термодинамическим условиям в придонных слоях ледников. Техника интенсивной пластической деформации позволяет получать структуры материалов с высокой текучестью [3, 4]. Подобным образом, при сдвиге пресноводного льда по подложке в условиях всестороннего сжатия, можно моделировать режимы движения ледника по ложу.

Предварительные эксперименты показали, что при сдвиге льда по подложке сложной формы образуется мелкокристаллическая структура с повышенной текучестью [5, 6]. Продолжая эти исследования, мы ставим своими целями количественное определение деформационных изменений структуры льда непосредственно при сдвиге в условиях высокого

гидростатического давления с помощью метода акустической эмиссии [7, 8], а также оценку влияния структуры льда в промежуточном слое на адгезионную прочность соединения льда с подложкой. Для упрощения задачи рассматривается случай сухого трения.

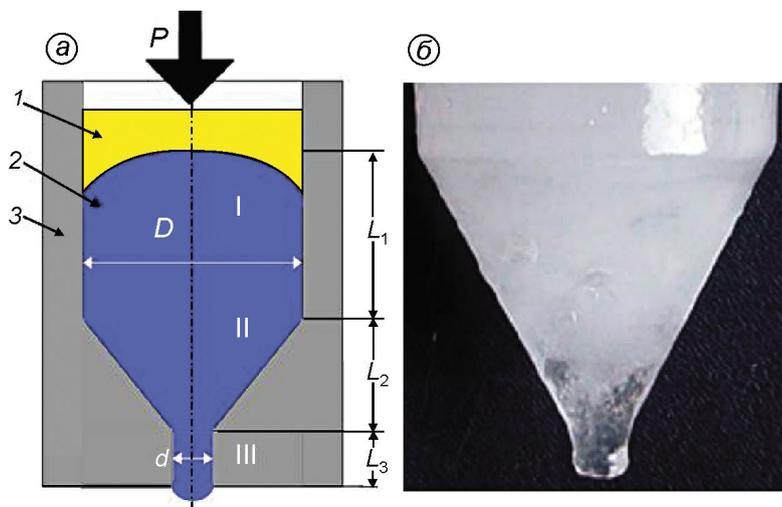
### Методика экспериментальных исследований

Движение ледника по ложу моделировали с помощью разборной матрицы, которая состояла из трёх секций. Первая, загрузочная секция выполнена в виде канала диаметром  $D = 57$  мм; вторая секция – в виде сужающегося канала (конфузора) с углом при вершине конуса  $2\gamma = 60^\circ$ ; третья – это выводной патрубков диаметром  $d = 10$  мм (рис. 1). Диаметр пресс-штемпеля 57 мм. Толщина стенок (сталь марки 45) обеспечивает достаточную жёсткость матрицы, а её разборная конструкция даёт возможность исследовать разные режимы движения льда. Поверхность соприкосновения пресс-штемпеля со льдом задана в форме эллипсоида, которая гарантирует минимальные сдвиговые напряжения и равномерное распределение нормальных напряжений [9] на его контакте со льдом. Выбранная схема моделирования движения льда в ледниках позволяет рассматривать общие случаи контактного взаимодействия ледникового льда с его ложем (не только плоским и гладким, но и шероховатым), а также с бортами ледников, особенно в местах их сужения и препятствий разной геометрической

формы на ложе ледника. Пресс-штемпель имитирует гравитационное поле. Цилиндрическая часть матрицы в первом приближении моделирует гладкое ложе холодных ледников. Конфузор моделирует (также в первом приближении) сужающееся углубление на ложе ледника с достаточно высокими берегами (сужающиеся борозды на ложе ледников, ориентированные в направлении его движения), а также борта ледников и крупные препятствия на их ложе. Патрубок имитирует выход льда из углубления между бороздами на ложе ледников.

Сохраняя условия замораживания дистиллированной воды в матрице постоянными, получали исходную структуру льда со средним диаметром зёрен 3 мм. После термостатирования матрицу со льдом помещали между плитами прессы типа П-50 с номинальной силой 0,5 МН. Осевая сила передавалась на лёд через шаровую опору и пресс-штемпель. Скорость перемещения траверсы –  $3,2 \cdot 10^{-4}$  м/с. В процессе нагружения измеряли осевую силу, смещение пресс-штемпеля, регистрировали спектры сигналов акустической эмиссии [5, 8, 10], температуру матрицы (льда) и время. Пьезоэлектрические датчики типа KD91 и KB10 крепили к стенке матрицы. Схема и характеристики измерительной акустической линии приведены в работе [6].

Пресс в 50 т позволяет имитировать давление на ложе ледников, а также задавать скорость приложения осевой силы. Термостатирующие устройства дают возможность поддерживать температурные условия, существующие на ложе ледников. С помощью современной акустиче-



**Рис. 1.** Схема устройства матрицы (а) и фрагмент образца льда, подвергнутого интенсивной пластической деформации (б): I – пресс-штемпель; 2 – лёд; 3 – матрица; I – цилиндрическая секция; II – конфузор; III – формирующий патрубок;  $L_1$ ,  $L_2$ ,  $L_3$  – длины секций матрицы

**Fig. 1.** Structure diagram of the matrix (a) and fragment of an ice sample subjected to severe plastic deformation (b):

I – compression ram; 2 – ice; 3 – matrix; I – cylindrical section; II – confusor; III – the forming tube;  $L_1$ ,  $L_2$ ,  $L_3$  – the length of the matrix sections

ской измерительной линии можно вести количественные измерения акустических характеристик льда, например частоты заполнения и амплитуды сигналов акустической эмиссии и параметров акустических спектров в процессе нагружения и замораживания воды. Структуру льда исследовали с помощью поляризационной микроскопии, а полученные результаты сравнивали с данными акустических измерений.

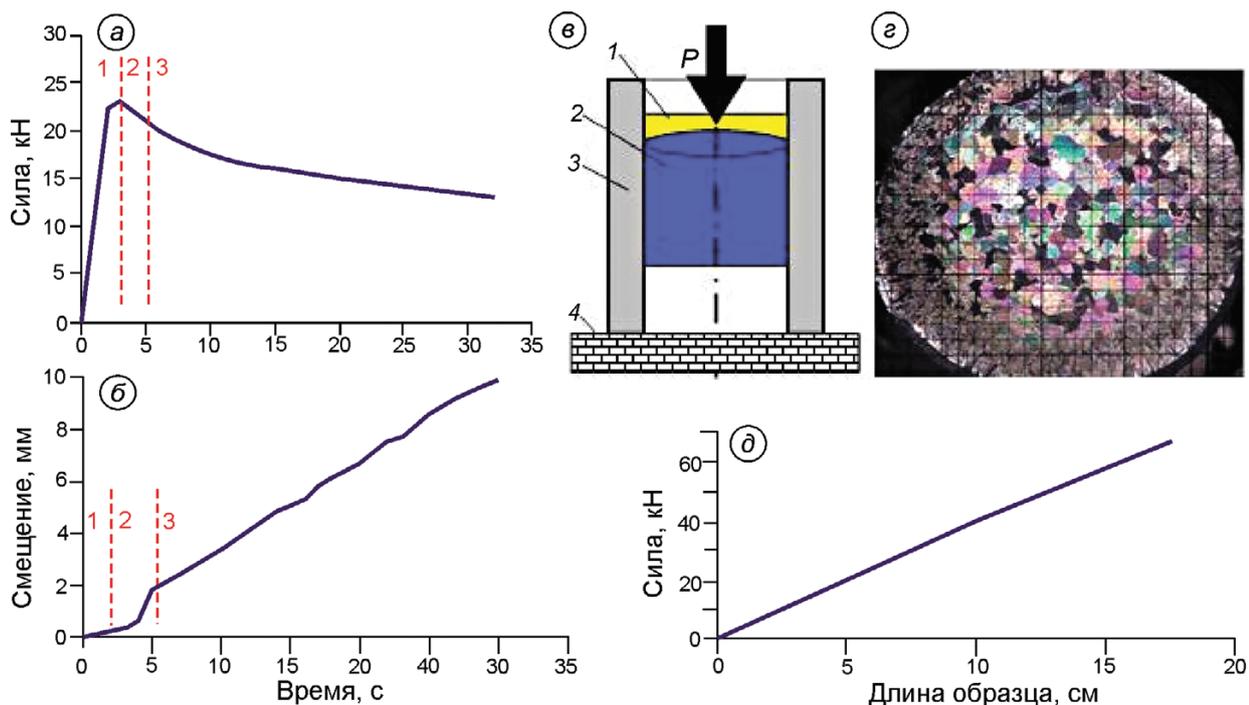
### Результаты измерений

Для решения поставленной задачи выполнены три серии экспериментов.

**В первой серии** экспериментов моделировали локальную подвижку ледника. Примороженный к подложке лёд, структура которого известна (рис. 2, *з*), под действием осевой силы  $P$  преодолевал сцепление с подложкой и начинал скользить по ней. На деформационных кривых (см. рис. 2, *а, б*) «сила–время»  $P(\tau)$  и «смещение–время»  $\varepsilon(\tau)$ , полученных при температуре

$-15,7\text{ }^\circ\text{C}$ , выделены отрезки, соответствующие стадиям предварительного сдвига 1, срыва 2 и скольжения льда по подложке 3. По максимуму на кривой  $P(\tau)$  определены адгезионная прочность равная 2,26 МПа и коэффициент трения сцепления  $\mu_0 = 0,5$ . Рассчитанные значения не противоречат значениям адгезионной прочности соединения льда с металлической подложкой [11] и трения покоя [12]. Переход от трения покоя (стадия 1, см. рис. 2, *а*) к трению скольжения (стадия 3, см. рис. 2, *а*), по-видимому, можно рассматривать как «хрупкое» разрушение адгезионного контакта льда с подложкой.

Скольжение льда по подложке (нисходящий участок кривой «сила–время», см. рис. 2, *а*) сопровождается уменьшением осевой силы. Фактически на стадии 3 наблюдается переход от граничного трения к смешанному. Наиболее вероятная причина этого – изначальное присутствие на поверхности льда жидкоподобного (liquid like layer) слоя, толщина которого изменяется при трении в результате выделения тепла. Увеличение толщины плёнки жидкостной



**Рис. 2.** Стадии движения льда по подложке в цилиндрической секции матрицы: зависимости осевой силы (*а*) и осадки пресс-штемпеля (*б*) от времени; схема нагружения (*в*): 1–3 – см. рис. 1; 4 – опора; зависимость осевой силы от длины образца (*д*); *з* – структура льда, масштаб сетки 2 мм. Пояснения в тексте

**Fig. 2.** Stages of ice movement on a substrate in the cylindrical section of the matrix: relationships on the axial force (*a*) and displacement of compression ram (*b*) versus time; loading scheme (*в*): 1–3 – see Fig. 1; 4 – support; relationship of the axial force with sample length (*д*); *з* – ice structure, grid spacing is 2 mm. Explanations are in the text

смазки (при её малых значениях) обуславливает уменьшение фактической площади «сухого» контакта льда с подложкой [13]. При испытаниях образцов льда разной длины (от 5 до 17,5 см) в цилиндрической части матрицы получена (см. рис. 2, д) линейная зависимость осевой силы от длины образца (4 кН/см). Этот результат подтвердил отсутствие побочных факторов, влияющих на трение при следующих условиях эксперимента: средний диаметр зёрен льда равен 3 мм; диаметр образца – 57 мм; температура –15,7 °С.

Полагая, что максимальная величина радиального напряжения  $\sigma_{p1}$  у стенки матрицы не может превышать напряжений текучести  $\sigma_{S1}$ , т.е.  $|\sigma_{p1}| \leq \sigma_{S1}$ , в первом приближении можно записать, что

$$\sigma_1 = P_1/F_1 = \sigma_{S1}4\mu L_1/D, \quad (1)$$

где  $\mu$  – коэффициент трения при пластическом деформировании;  $L_1$  – длина образца льда;  $D$  – диаметр цилиндрической части матрицы.

С учётом экспериментальных данных (для времени  $\tau = 30$  с) находим  $\mu = 0,18$  ( $P = 13$  кН). Значение рассчитанного коэффициента трения льда при пластическом деформировании не выходит за рамки вариаций этой величины, полученной другими исследователями при близких скоростях скольжения [12]. Таким образом, первая серия экспериментов может рассматриваться как моделирование локальной подвижки ледников на «гладком» ложе (solid-solid contact). Лёд представляет собой упрочняющийся вязкоупругий материал с низким значением предела текучести, поэтому сдвиговые напряжения должны были передаваться в лёд и вызывать деформационные изменения структуры в слое конечной толщины. Однако присутствие жидкоподобного слоя на поверхности льда препятствует распространению сдвиговых напряжений внутрь льда. Вся деформация оказывается локализованной в тонком слое/плёнке, и основная масса (bulk) льда «проталкивается» пресс-штемпелем как упругое тело. О формировании слоя малой толщины при сдвиге и о влиянии его на прочность соединения льда с подложкой можно судить только по уменьшению эффективного упругого модуля. По данным экспериментов, его значение уменьшается от 3,5 ГПа (восходящая) до 1 МПа (нисходящая ветвь кривой, см. рис. 2, а).

**Вторая серия** экспериментов отличается от первой тем, что к цилиндрической секции (с гладкими стенками) был присоединён конфузор с углом  $2\gamma = 60^\circ$  при вершине (рис. 3, б), который заканчивался острым срезом без формирующего пояска. Лёд в матрице (см. рис. 3, а) формировали послойным замораживанием дистиллированной воды. Продавливая лёд через конфузор, имитировали движение ледника по твёрдому ложу в условиях интенсивной пластической деформации. Такие условия возникают при наличии препятствий на ложе ледника, которые создают значительный градиент напряжений в прилегающем слое льда и на порядок увеличивают напряжение сдвига [14]. Именно в условиях интенсивной деформации формируется мелкокристаллическая структура льда с повышенной текучестью. За меру пластической деформации принята величина  $\epsilon = \ln(D^2/d^2)$ , где  $D$  и  $d$  – соответственно диаметры льда в цилиндрической части матрицы и в струе. Для условий эксперимента пластическая деформация  $\epsilon = 3,48$ . Как видно из рис. 3, з, присоединение конфузора вызвало многократное увеличение максимальной осевой силы на пресс-штемпеле (с 23 до 120 кН) и изменение структуры льда, находящегося в конфузоре (см. рис. 3, в).

Представим осевое давление  $P$  для секций ( $L_1$  и  $L_2$ ) как сумму давлений в цилиндрической  $P_1$  и конической  $P_2$  секциях матрицы [14]:

$$P = P_1 + P_2 = \sigma_{S2} \left( \frac{\mu_2 + 0,5}{2\sin\gamma} + \frac{2}{1 + \cos\gamma} \right) \ln \frac{D^2}{d^2} + \sigma_1, \quad (2)$$

где  $\sigma_{S2}$  и  $\mu_2$  – соответственно предел текучести льда и коэффициент пластического трения в конфузоре;  $d$  – диаметр отверстия матричной воронки и патрубка.

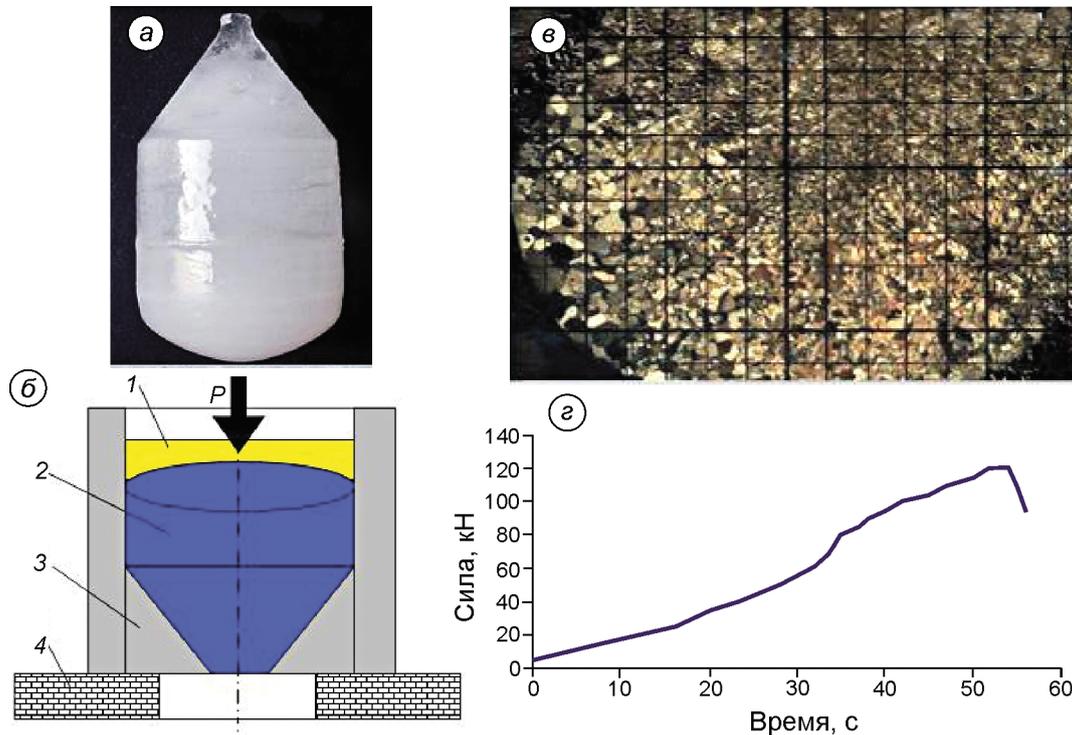
Множитель в правой части уравнения (2)

$$\sigma_{S2} \left( \frac{\mu_2 + 0,5}{2\sin\gamma} \right) \ln \frac{D^2}{d^2}$$

учитывает трение в конфузоре, а множитель

$$\sigma_{S2} \left( \frac{2}{1 + \cos\gamma} \right) \ln \frac{D^2}{d^2}$$

определяет напряжения, необходимые для выдавливания льда. Подставляем значения обозначенных величин (данные прямых измерений) и получаем значения напряжений, затрачиваемых на трение в конфузоре – 5,2 МПа, на выдавлива-



**Рис. 3.** Продавливание льда через конфузор:

*a* – образец льда, подвергнутый интенсивной пластической деформации; *б* – схема нагружения: 1, 2, 4 – см. рис. 1; 3 – конфузор; *в* – структура льда после разгрузки, масштаб сетки 2 мм; *г* – зависимость осевой силы  $P$  от времени

**Fig. 3.** Ice punching through confuser:

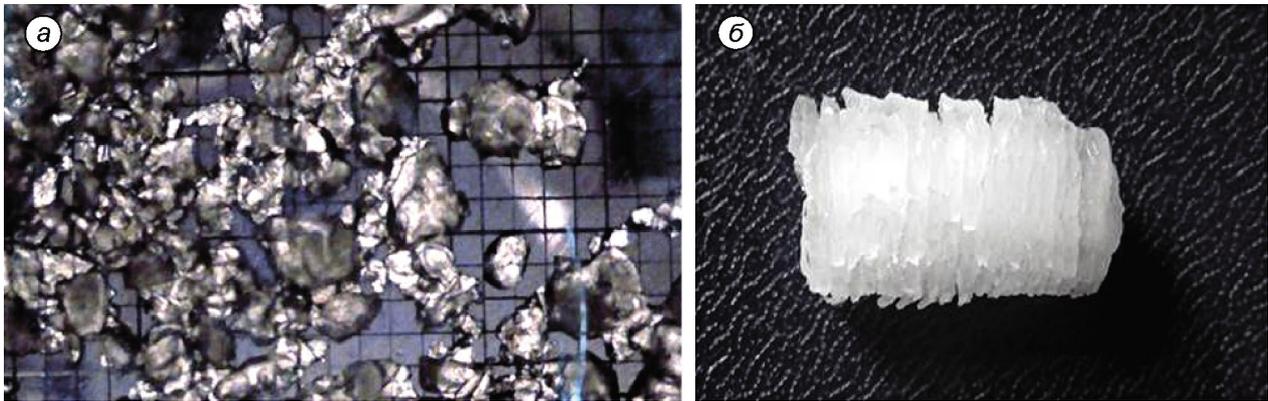
*a* – ice sample subjected to severe plastic deformation; *б* – loading scheme: 1, 2, 4 – see Fig. 1; 3 – matrix; *в* – ice structure after unloading, grid spacing is 2 mm; *г* – relation of the axial force  $P$  with time

ние льда из конфузора – 8,2 МПа и на трение в цилиндрической части матрицы – 9,7 МПа.

Сумма расчётных напряжений для выбранных секций матрицы ( $L_1$  и  $L_2$ ) равна около 23 МПа. Если принять, что коэффициент трения в трубке такой, как и в загрузочной секции ( $\mu = 0,18$ ), то напряжение для третьей секции должно быть равно 7,5 МПа, а сумма расчётных напряжений для полной сборки ( $L_1, L_2, L_3$ ) составит 30,5 МПа. Фактически напряжения на рабочей поверхности пресс-штемпеля составляют 40 МПа. Вероятно, что это расхождение ( $\Delta\sigma = 9,5$  МПа) обусловлено затратами энергии на упрочнение льда, которое происходит в процессе пластических деформаций ( $\Delta\varepsilon = 3,48$ ). Рост диссипативных потерь в конфузоре обусловлен увеличением затраты энергии на формирование структуры льда с меньшим размером кристаллов. По этим затратам можно определить коэффициент упрочнения (модуль нормальной пластичности)  $\lambda = d\sigma/d\varepsilon$  (где  $d\sigma \cong \Delta\sigma = 9,5$  МПа – напряжение, а  $d\varepsilon \cong \Delta\varepsilon = 3,48$  – пластическая деформация). Соот-

ветственно коэффициент упрочнения  $\lambda$  будет равен 2,7 МПа. Это значение более чем на три порядка меньше модуля Юнга (9,3 ГПа) и согласуется с оценками, полученными по кривым упрочнения.

**В третьей серии** экспериментов к конфузору присоединен патрубок. Сформированный в конфузоре мелкокристаллический лёд выдавливается через этот патрубок из матрицы. Согласно уравнению (1), рассчитано эффективное значение коэффициента трения льда в трубке  $\mu = 0,4$ . Оно не противоречит значениям, полученным в работе [15] для скоростей скольжения  $10^{-5}–10^{-6}$  м/с ( $\geq 30$  м/год). Лёд в матрице находится в пластическом состоянии, которое обусловлено всесторонним сжатием и высоким давлением. Поскольку в придонных слоях ледников, например Антарктиды, лёд находится именно в условиях высокого гидростатического сжатия, то метод составной матрицы может быть принят за основу при дальнейших исследованиях коэффициента трения и адгезионной прочности соединения с подстилающей горной породой.

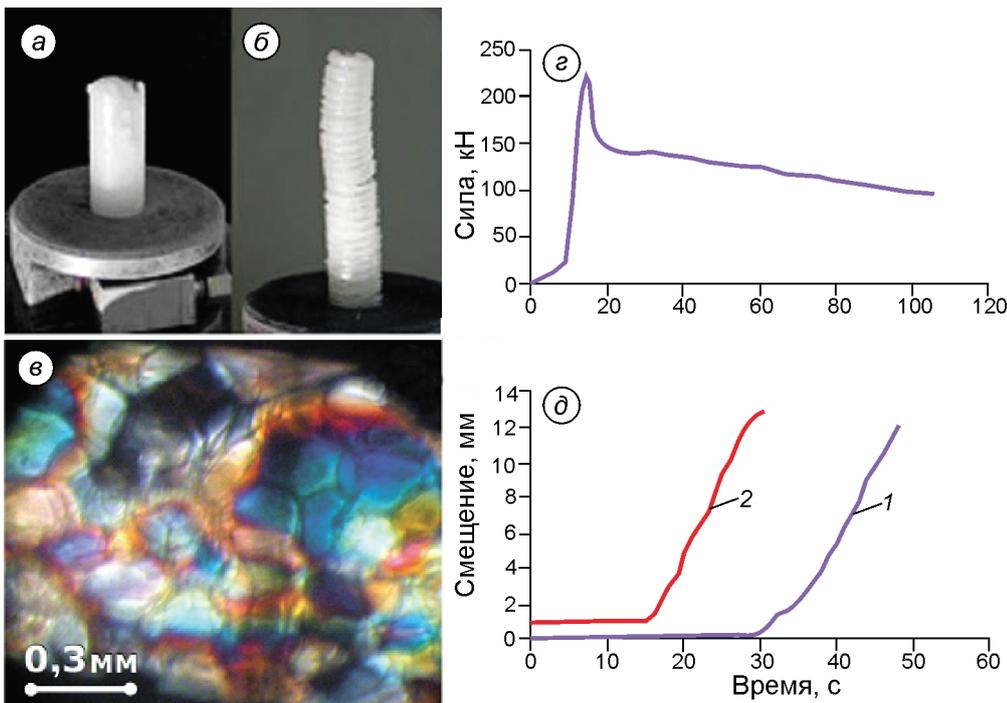


**Рис. 4.** Фрагменты ледяной струи, состоящей из текстурированного льда, сформированного в конической части матрицы без пояса в режиме неустойчивого выдавливания (а) и скольжения (б)

**Fig. 4.** Fragments of ice jet consisting of textured ice formed in the conical part of the matrix without the girdle in the unstable mode of extrusion (a) and sliding (b)

Отметим, что ледяные зёрна, выдавленные из среза конической части матрицы (рис. 4), имеют округлую форму. Это показывает, что, кроме механизмов пластической деформации, включая сдвиги по плоскостям скольжения внутри кристаллов, их дробление, межкристаллитные сдвиги и рекристаллизацию, в этой части матрицы происходит также фрикционный нагрев. Изменение температуры плавления льда при давлении можно оценить из известного соотношения  $\Delta T = \sigma_{S2} / (\rho C_p)$ . Подставляя

значения плотности  $\rho = 920 \text{ кг/м}^3$  и теплоёмкости  $C_p = 2 \text{ Дж/(г}\cdot\text{К)}$  в эту формулу, получаем для давления  $\sim 10 \text{ МПа}$  изменение температуры  $\Delta T \approx 5 \div 6 \text{ }^\circ\text{C}$ . В цилиндрической части матрицы такое повышение температуры не может вызвать появление очага плавления при начальной температуре льда  $-15,7 \text{ }^\circ\text{C}$ . Однако в случае полной сборки максимальные силы, а следовательно, и напряжения существенно выше (рис. 5), и, как показывают оценки, оплавление кристаллов льда вполне возможно.



**Рис. 5.** Продавливание рекристаллизованного льда через патрубок.

Для полной сборки матрицы: а, б – соответственно гладкая и геликоидальная струя льда; в – субмикроструктура льда в струе; г – зависимость силы от времени; д – зависимости смещения от времени: 1 – при повторной нагрузке; 2 – при первичной нагрузке

**Fig. 5.** Punching of recrystallized ice through the pipe.

For the complete matrix assembly: а, б – are, respectively, smooth and helical ice jets; в – submicrostructure of ice jet; г – force versus time; д – displacement versus time: 1 – at repeated loading and; 2 – at primary loading

Причинами винтовых (спиралевидных) течений в конфузоре могут быть структура его стенок, механические свойства, неоднородность деформаций (бифуркации вращения) и анизотропия стенок и льда. В конфузоре большое сечение матрицы плавно переходит в меньшее, при этом увеличиваются скорость течения льда и динамическое давление в направлении движения потока, статическое же давление уменьшается. Эффект вихреобразования в вязких жидкостях известен давно [16]. Применительно ко льду эффект вязкого трёхмерного течения льда требует дальнейшего исследования. Очевидно, что спиралевидные вторичные структуры льда формируются в конфузоре и присутствуют в гладкой струе (см. рис. 5, а), а при превышении коэффициента внешнего трения над коэффициентом внутреннего трения можно наблюдать «резбовую нарезку» (подобную метрической М10 с шагом около 2 мм) (см. рис. 5, б).

В результате интенсивной деформации получены макрообразцы мелкокристаллического льда. Применённая схема деформирования с обжатием  $D^2/d^2 = 30$  позволяет получать стержни льда диаметром 10 мм. Лёд в струе имеет диаметр зёрен 0,3 мм, среднюю плотность 883 кг/м<sup>3</sup> при  $-17$  °С и течёт со скоростью около 10 км/год. Скорость распространения продольной волны почти на 27 м/с больше, чем во льду, находящемся в изложнице ( $V_p$  равна 3862 и  $3889 \pm 6$  м/с соответственно). Увеличение модуля вызвано изменением структуры льда, что не противоречит известным экспериментальным фактам.

Ранее при ударе жёсткого шарового индентора и квазистатическом внедрении цилиндрического штампа в ледяную пластину также наблюдали образование промежуточного слоя с мелкокристаллической структурой льда [6], однако толщина этого слоя не превышала 2 мм. Непременное условие формирования такого слоя – высокое гидростатическое давление, при котором возможен сдвиг не только по базисной плоскости кристаллической решетки льда, но и по другим её плоскостям. Этот фактор, по-видимому, играет решающую роль в гомогенизации структуры при переходе льда от одного к другому термодинамическому состоянию при обжатии в изложнице.

Разработанный акустико-механический метод позволяет исследовать механизмы пере-

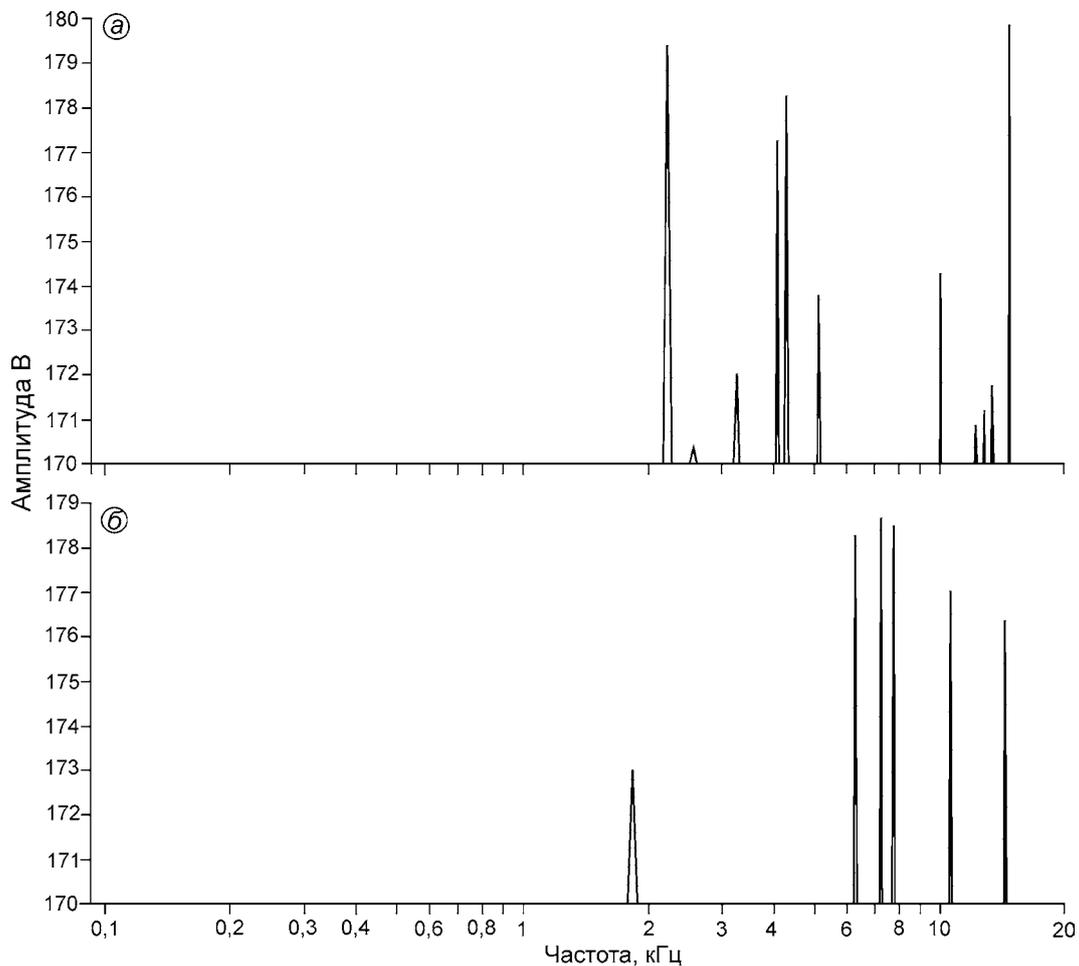
хода пресноводного льда в пластическое и сверхпластическое состояние, а также моделировать взаимодействие ледникового льда с препятствием на его ложе. Поскольку свойства льда в промежуточном слое существенно отличаются от его свойств в объёме, то всякого рода усреднения реологических характеристик льда при расчётах движения ледника, равно как и использование стандартных значений параметров «реологического закона» Глена в теориях скольжения, могут оказаться недостаточно оправданными.

Интенсивная деформация льда сопровождается излучением акустического спектра сигналов акустической эмиссии (рис. 6). Источники излучения – элементы структуры льда в момент их разрушения. Наблюдаемые в акустическом спектре максимумы отражают определённые уровни разрушения структуры. Это позволяет наблюдать кинетику их разрушения и исследовать влияние различных факторов (условий нагружения и самой структуры) на адгезионную прочность льда. Для анализа использована связь между размером подвижных элементов структуры (радиус  $R$ ), их резонансной частотой  $f_0$ , плотностью льда  $\rho$  и жёсткостью связей  $k$  [8]:

$$R = \sqrt[3]{\frac{k}{16\pi^3 f_0^2 \rho}}. \quad (3)$$

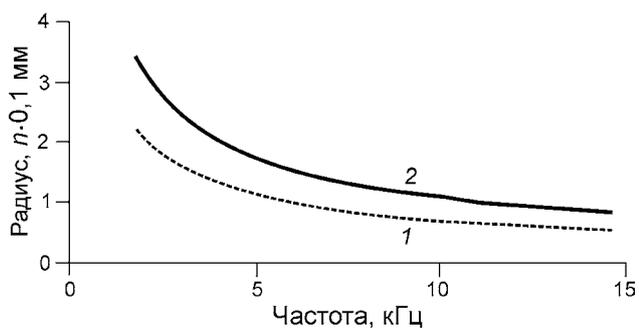
Согласно используемой в данном случае цепочечной модели [6, 17], подвижные элементы структуры льда рассматриваются в виде шаров, соединённых упругими связями, имеющими жёсткость  $k$ . Значения жёсткости на растяжение и изгиб для связей О–Н–О и Н–О–Н при 273 К равны соответственно  $k^* = 15,5$  Н/м и  $k^{**} = 56$  Н/м [18]. Подставляя в уравнение (3) соответствующие величины  $\rho$ ,  $k$ , и  $f$ , получаем зависимости собственной частоты осцилляторов от их размера  $R$  как функцию частоты излучения сигналов акустической эмиссии (рис. 7).

Необходимая определённость в оценке деформационных изменений структуры по изменению акустических свойств льда в рассматриваемом случае достигается независимым определением размера зерна, его массы и известной жёсткостью связей в кристаллической решётке льда. При увеличении осевой нагрузки (см. рис. 5) создаются условия для полигонизации и дробления кристаллов (режеляционная переكري-



**Рис. 6.** Акустические спектры сигналов акустической эмиссии при выдавливании льда для разных моментов времени (а, б) наблюдения

**Fig. 6.** The acoustic spectra of acoustic emission signals during ice extrusion for different times (a, б) of observation



**Рис. 7.** Зависимости радиуса осцилляторов от частоты излучения сигналов акустической эмиссии для жёсткости связи  $k = 15,5$  Н/м (1) и  $k = 56$  Н/м (2) в процессе изменения структуры льда в зоне конической части матрицы

**Fig. 7.** Relationship of oscillator radius with acoustic emission frequency with link stiffness  $k = 15.5$  N/m (1) and  $k = 56$  N/m (2) during ice structure changes in the conical part of the matrix

сталлизация). Тенденция к достижению «равновесного» размера зерна отражается на форме «акустических» зависимостей  $R(f)$ . Выполаживание экспериментальных кривых (см. рис. 7) обусловлено переходом от исходной структуры льда (см. рис. 2) с диаметром зёрен 3 мм к субмелкокристаллической структуре, которая состоит из тонкоперетёртого льда диаметром около 0,3 мм и леяного цемента (милонит).

Полученная количественная информация о кинетике изменения структуры льда, а также наблюдаемая в условиях эксперимента зависимость формы струи от температурно-временного фактора соответствуют поставленной задаче физического моделирования режимов движения льда в ледниках, включая оценку влияния структуры льда в промежуточном слое на режим движения ледников.

## Обсуждение результатов

Экспериментально воспроизведены два предельных режима движения ледникового льда по ложу: скольжение и течение, реализуемые путём поступательного движения пресс-штемпеля в цилиндрической части матрицы и продавливания льда через конфузур и формирующий патрубков. Режимы движения льда могут быть представлены уравнением

$$\frac{d\sigma}{dt} = G \frac{d\varepsilon}{dt} - G \frac{\sigma}{\eta} = G \left( \frac{d\varepsilon}{dt} - \frac{\sigma}{\eta} \right), \quad (4)$$

где  $d\varepsilon/dt$  – скорость деформации;  $\eta$  – вязкость;  $\sigma/\eta$  – скорость ползучести льда;  $G$  – модуль сдвига.

Из уравнения (4) следует, что механизм деформации определяется соотношением скоростей деформации и ползучести льда. Если  $d\varepsilon/dt < \sigma/\eta$ , то во льду реализуется механизм ползучести; если  $d\varepsilon/dt > \sigma/\eta$ , то напряжения накапливаются, нарушается сплошность льда и формируются кинематические связи, приводящие к блоковому скольжению льда (см. рис. 5, б). Таким образом, модель – уравнение (4) – отражает влияние релаксации внутренних напряжений, создаваемых внешними силами, на режим фрикционного скольжения.

Ранее, с помощью комплексного акустико-механического подхода, было показано, что одноосное сжатие/растяжение исследуемых образцов льда сопровождается накоплением деформационных дефектов (дислокаций и микротрещин), причём образование сетки микротрещин можно было наблюдать визуально [7]. Эти деформационные перерождения структуры вызывали изменение эффективного модуля упругости  $E_{\text{эфф}}$ , количественное значение которого определяли непосредственно в процессе механических испытаний (без разгрузки).

В конфузуре в условиях высокого гидростатического давления формируется структура, аналогичная структуре льда в промежуточном слое. К особенностям этой структуры относятся малый размер и округлая форма зёрен льда. Движущая сила формирования такой структуры – высокое гидростатическое давление при определённом соотношении сдвиговой и нормальной компоненты напряжений. Несомненно, что к основным пластическим механизмам в условиях

всестороннего сжатия по-прежнему относятся сдвиг по плоскостям кристаллической решётки льда, зернограничное скольжение и перекристаллизация. Однако при высоком гидростатическом давлении и локальном повышении температуры создаётся возможность скольжения по разным плоскостям кристаллической решётки льда. Механизм сдвига по базисной плоскости перестаёт быть определяющим. В результате изменяются макроскопические деформационные и прочностные характеристики льда.

Время релаксации определяющих механизмов деформации и разрушения льда становится ключевым фактором в его механическом поведении. Так, блоковый механизм скольжения льда (см. рис. 5, б) есть результат действия остаточных напряжений, которые создаются во льду силами, направленными вдоль оси и по образующим цилиндрической матрицы. Завершённость данного процесса зависит от скорости скольжения льда и амплитуды этих сил, включая соотношение внутреннего и внешнего трения. Если процесс релаксации не завершён к моменту выхода из патрубка, то струя льда приобретает под действием остаточных напряжений «геликоидальную» форму (см. рис. 5, б), если завершён, то струя льда сохраняет «гладкую» форму (см. рис. 5, а).

С помощью матрицы сложной формы с гладкими стенками реализован процесс интенсивной пластической деформации пресноводного льда. Получены макрообразцы льда с мелкокристаллической структурой, которую ранее удавалось наблюдать только в тонком промежуточном слое, например на подложке с препятствием [14]. Как было показано ранее, препятствия на подложке не только существенно изменяют поле напряжений на фрикционном контакте, но и влияют на формирование структуры в прилегающем льде. Роль концентратора напряжений в новом эксперименте выполнял конфузур с гладкими стенками. Как и на фрикционном контакте, в конфузуре происходит неравновесный процесс, следствие которого – изменение структуры льда и его характеристик (пределов упругости, текучести, прочности).

Нельзя не отметить, что при переходе от трения покоя к трению скольжения в цилиндрической части матрицы наблюдаются те же самые закономерности изменения амплитудно-частотных спектров (смещение амплитудно-частотно-

го спектра и его прерывистость, типа stick-slip), которые были установлены ранее на ледниках Альдегонда (Западный Шпицберген), Центральный Тууксу и Молодёжный (Северный Тянь-Шань) [6]. При прочих равных условиях изменение режима движения льда определяется соотношением сдвиговых и нормальных компонент напряжений. Эти факты могут быть полезны для изучения локальных подвижек ледников.

Кинетика процесса рекристаллизации льда в конфузоре («переход» исходной структуры льда диаметром 3 мм к новой равновесной структуре диаметром 0,3 мм) отражена в акустических спектрах сигналов (см. рис. 6). Для их интерпретации применена цепочечная модель, отражающая фундаментальное свойство материи – дискретность её строения. Полученное согласие теоретического расчёта с экспериментом открывает возможность дистанционного изучения микро- и макро-механики контактного разрушения льда.

### Заключение

В предшествующих исследованиях представления о физике и механике движения ледников основывались в основном на экспериментальных результатах, полученных при одноосных испытаниях образцов пресноводного льда малых размеров.

Применительно к проблеме движения льда в ледниках разработан акустико-механический метод физического моделирования движения ледников по ложу. Метод основан на сдвиге льда по подложке сложной формы в условиях высокого гидростатического давления. Преимущество этого метода состоит в том, что новая схема нагружения позволяет, во-первых, определять в лабораторных условиях реологические характеристики льда в максимально приближённых к реальным условиям и, во-вторых, контролировать деформационные изменения структуры в придонных слоях ледникового льда дистанционно. Главный результат выполненных исследований состоит в том, что на сухом фрикционном контакте льда с гладкой подложкой в условиях стеснения формируется промежуточный слой, реологические свойства которого принципиально отличаются от свойств исходного льда. Формирование такого слоя в ледниках может существенно влиять на режимы их движения.

Использовали аналог экструдера, матрицу с коэффициентом обжатия равным 30 и пресс-штемпелем диаметром 57 мм, который имел рабочую эллиптическую поверхность. Процесс блочного скольжения и течения льда под действием осевой силы до 300 кН последовательно наблюдали в цилиндрической секции матрицы, в конфузоре и патрубке. Максимальная скорость выдавливания ледяной струи через патрубок длиной 23 мм и диаметром 10 мм при  $-17\text{ }^{\circ}\text{C}$  составляет около 10 км/год. Воспроизведены основные режимы движения ледника по ложу: скольжение и течение, включая формирование промежуточного слоя. Выполнен количественный мониторинг структуры льда в промежуточном слое в процессе интенсивной пластической деформации, основанный на анализе спектров акустической эмиссии в диапазоне частот от 10 Гц до 25 кГц. Получены и исследованы макрообразцы льда со структурой, аналогичной структуре в промежуточном слое. Определён модуль пластичности, измерены коэффициенты трения на фрикционном контакте льда с сухой подложкой в условиях всестороннего сжатия.

Впервые последовательно рассмотрены режимы блокового движения льда, первоначально примороженного к стенкам цилиндрической матрицы, обжатия и перекристаллизации этого льда в конфузоре, а также его течения через выводной патрубок, включая формирование струи льда в виде прутка. Для каждой стадии определены адгезионная прочность соединения льда с подложкой и коэффициент трения льда о подложку. Установлены структура, физико-механические, прочностные и акустические характеристики льда в промежуточном слое, сформированном на пластическом фрикционном контакте с «сухой» подложкой; исследовано влияние структуры на режимы скольжения. Получены объёмные образцы пресноводного льда с ультрамелкокристаллической структурой (диаметр зёрен около 0,3 мм).

Рассмотрена эволюция структуры пресноводного поликристаллического льда в процессе интенсивной пластической деформации. Показано, что скольжение льда, первоначально примороженного к стенкам цилиндрической секции, в условиях высокого гидростатического давления приводит к образованию на фрикционном контакте промежуточного слоя малой толщины.

В процессе интенсивной пластической деформации в конфузоре и патрубке формируется структура льда макроскопических размеров (первые сантиметры) с зёрнами округлой формы диаметром 0,3 мм, которая характеризуется повышенной текучестью. Наблюдается обратная связь: условия движения льда формируют структуру, которая в свою очередь определяет режим его движения (например, скольжение в цилиндрической секции матрицы и течение льда в трубке).

Формирование вторичных объёмных структур льда при интенсивной пластической деформации обусловлено коллективным скольжением дислокаций в разных плоскостях кристаллической решётки льда, облегчённым в условиях высокого всестороннего сжатия зернограничным скольжением и процессами рекристаллизации. Это подтверждается деформационным изменением структуры льда, экспериментальной зависимостью частоты осцилляторов от их радиусов и количественным согласием цепочечной модели с экспериментом. Возникновение спиральных течений в конфузоре могут быть объяснены рядом причин (неустойчивость течения в конфузоре и трубке, анизотропия и прилипание льда), однако для понимания механизма данного эффекта требуются дальнейшие исследования.

### Литература

1. Gow A.J., Veesse D. Physical properties, crystalline textures and c-axis fabrics of the Siple Dome (Antarctica) ice core // *Journ. of Glaciology*. 2007. V. 53. № 183. P. 573–584.
2. Епифанов В.П., Глазовский А.Ф., Осокин Н.И. Физическое моделирование контакта ледника с ложем // *Лёд и Снег*. 2013. № 1 (121). С. 43–52.
3. Валиев Р.З., Александров И.В. Наноструктурные материалы, полученные интенсивной пластической деформацией. М.: Логос, 2000. 272 с.
4. Сторожев М.В., Попов Е.А. Теория обработки металлов давлением. М.: Машиностроение, 1971. 424 с.
5. Епифанов В.П. Разрушение поликристаллического льда // *ДАН*. 1982. Т. 267. № 6. С. 1364–1367.
6. Епифанов В.П. Применение акустических методов в исследованиях снежного покрова // *Криосфера Земли*. 2014. Т. 18. № 3. С. 101–113.
7. Епифанов В.П., Глазовский А.Ф. Акустические характеристики как индикатор особенностей движения льда в ледниках // *Криосфера Земли*. 2010. Т. 14. № 4. С. 42–55.

Акустические спектры деформационного изменения структуры льда в конфузоре имеют такие же характерные особенности в виде повторяющихся импульсов (типа stick-slip), которые обнаружены в собственных спектрах акустической эмиссии в ледниках. В соответствии с этим акустико-механический метод может рассматриваться как перспективный для исследований процессов формирования структуры льда в промежуточном слое, анализа её влияния на адгезионную прочность соединения льда с подложкой, моделирования режимов движения ледников по ложу и изучения механизмов пластической деформации льда в условиях высокого гидростатического давления при сдвиге.

**Благодарности.** Автор признателен академику В.Ф. Журавлеву за конструктивные обсуждения и ценные замечания при обсуждении статьи. Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект 15-05-07767\_a).

**Acknowledgments.** The author is grateful to Academician V.F. Zhuravlev for the constructive discussion and valuable comments on the original manuscript. This work was funded by the Russian Foundation of Basic Research (grant 15-05-07767\_a).

### References

1. Gow A.J., Veesse D. Physical properties, crystalline textures and c-axis fabrics of the Siple Dome (Antarctica) ice core. *Journ. of Glaciology*. 2007, 53 (83): 573–584.
2. Epifanov V.P., Glazovsky A.F., Osokin N.I. Physical modeling of glacier contact with the bed. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2013, 1 (121): 43–52. [In Russian].
3. Valiev R.Z., Alexanderov I.V. *Nanostrukturnye materialy, poluchennyye intensivnoy plasticheskoy deformatsiey*. Nanostructured materials produced by severe plastic deformation. Moscow: Logos, 2000: 272 p. [In Russian].
4. Storojev M.V., Popov M.V. *Teoriya obrabotki metallov davleniem*. Theory of processing of metals by pressure. Moscow: Mashinostroenie, 1971: 424 p. [In Russian].
5. Epifanov V.P. Destruction of polycrystalline ice. *Doklady Akademii Nauk*. Proc. of the Academy of Sciences. 1982, 267 (6): 1364–1367. [In Russian].
6. Epifanov V.P. The use of acoustic methods in the study of snow cover. *Kriosfera Zemli*. Earth's Cryosphere. 2014, 18 (3): 101–113. [In Russian].
7. Epifanov V.P., Glazovsky A.F. Acoustic characteristics as an indicator of the specifics of ice movement in glaciers. *Kriosfera Zemli*. Earth's Cryosphere. 2010, 14 (4): 42–55. [In Russian].

8. Епифанов В.П., Глазовский А.Ф. Исследование ледников на основе акустических измерений // Лёд и Снег. 2013. № 3 (123). С. 12–19.
9. Эшелби Дж. Континуальная теория дислокаций. М.: Изд-во иностр. литературы, 1963. 248 с.
10. Епифанов В.П. Механика и прочность пресного льда // МГИ. 2005. Вып. 98. С. 56–64.
11. Lyyra M., Jantti M., Launiainen J. Adhesive strength of spray accreted ice on materials and coatings // Intern. Offshore and Navigation Conf. and Exhibition. ESPOO. 1986. P. 484–496.
12. Kanazawa S., Arakawa M., Maeno N. Measurement of snow and ice friction at low sliding velocities // Seppyo Journ. of the Japanese Society of Snow and Ice. 2003. V. 65. P. 389–398.
13. Meuler A.J., Smith J.D., Varanasi K.K., Mabry J.M., McKinley G.H., Cohen R.E. Relationships between water wettability and ice adhesion // Applied Materials Interfaces. American Chemical Society. 2010. V. 2. № 11. P. 3100–3110.
14. Епифанов В.П., Саватиугин Л.М. Влияние препятствий на ложе на движение ледника // Проблемы Арктики и Антарктики. 2013. № 2 (96). С. 55–66.
15. Beeman M., Durham W.B., Kirby S.H. Friction of ice // Journ. of Geophys. Research Letters. 1988. V. 93. P. 7625–7633.
16. Гамель Г. Спиралевидные движения вязкой жидкости // Нелинейная динамика / Пер. с немецкого. 2009. Т. 5. № 1. С. 111–133.
17. Епифанов В.П. Моделирование процессов рекристаллизации в придонных слоях ледников // Криосфера Земли. 2015. Т. 19. № 3. С. 20–31.
18. Zimmerman R., Pimental G.C. The infrared spectrum of ice; temperature dependence of the hydrogen bond potential function // Advances in molecular spectroscopy. V. 2 / Ed. MacMillan. New-York: Pergamon, Oxford, 1962. P. 726–737.
8. Epifanov V.P., Glazovsky A.F. The study of glaciers based on acoustic measurements. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2013, 3 (123): 12–19. [In Russian].
9. Eshelby J. *Kontinualnaya teoriya dislokatsiy*. The continuum theory of dislocations. Moscow: Foreign Literature, 1963: 248 p. [In Russian].
10. Epifanov V.P. Mechanics and strength of freshwater ice. *Materialy glyatsiologicheskikh issledovaniy*. Data of Glaciological Studies. 2005, 98: 56–64. [In Russian].
11. Lyyra M., Jantti M., Launiainen J. Adhesive strength of spray accreted ice on materials and coatings. Intern. Offshore and Navigation Conf. and Exhibition. ESPOO. 1986: 484–496.
12. Kanazawa S., Arakawa M., Maeno N. Measurement of snow and ice friction at low sliding velocities. Seppyo. Journ. of the Japanese Society of Snow and Ice. 2003, 65: 389–398.
13. Meuler A.J., Smith J.D., Varanasi K.K., Mabry J.M., McKinley G.H., Cohen R.E. Relationships between water wettability and ice adhesion. Applied Materials Interfaces. American Chemical Society. 2010, 2 (11): 3100–3110.
14. Epifanov V.P., Savatiugin L.M. Effect of obstacles on glacier movement on bedrock. *Problemy Arktiki i Antarktiki*. Problems of the Arctic and Antarctic. 2013, 96 (2): 55–66. [In Russian].
15. Beeman M., Durham W.B., Kirby S.H. Friction of ice. Journ. of Geophys. Research Letters. 1988, 93: 7625–7633.
16. Hamel G. Spiralevidnye dvizheniya вязкой жидкости. Nelineynaya Dinamika. 2009, 5 (1): 111–133. Spiralförmige Bewegungen zäher Flüssigkeiten. Journal-Ber. Deutsch. Math. Verein. 1917, 25: 34–60. <http://mi.mathnet.ru/nd83>.
17. Epifanov V.P. Modeling of crystallization processes in the basal layers of the glaciers. *Kriosfera Zemli*. Earth's Cryosphere. 2015, 19 (3): 20–31. [In Russian].
18. Zimmerman R., Pimental G.C. The infrared spectrum of ice; temperature dependence of the hydrogen bond potential function. In: Advances in Molecular Spectroscopy. V. 2. Ed. MacMillan. N.-Y.: Pergamon, Oxford. 1962: 726–737.

## Ледники северного массива гор Сунтар-Хаята: современное состояние и динамика с конца 1950-х годов

© 2016 г. Б.Р. Мавлюдов\*, М.Д. Ананичева

Институт географии РАН, Москва

\*bulatrm@bk.ru

## Glaciers of the northern massif of the Suntar-Khayata Mountains: current state and dynamics since the end of 1950s

© 2016 г. B.R. Mavlyudov\*, M.D. Ananicheva

Institute of Geography, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia

\*bulatrm@bk.ru

Received September 15, 2015

Accepted April 7, 2016

**Keywords:** *air temperature, albedo, descent of glacier surface, glacier, glacier degradation, mass balance of glacier, precipitation, Suntar-Khayata Mountains, the ELA, the Northeastern Siberia.*

### Summary

The estimation of glaciers of the Suntar-Khayata Mountains (the Northeastern Siberia) in the context of previously published data is presented. Under the background of current warming the glaciers in this region retreat enough quickly, they decrease not only in a real size, but also by the ice thickness. In this paper the mean summer temperature and solid precipitation of the key factors for glaciation, which indicate unfavorable conditions for the glacier existence at present time are presented as spatial distribution of trends (for 45 years, until 2012). The glaciers of the northern massif of the Suntar-Khayata have a negative ice mass balance as their entire surface is below the equilibrium line altitude. Mean thickness of superimposed ice on the glaciers of this massif was about 17 cm. Based on the assumption of climate variation in the Northern Pacific data it is suggested about the beginning of more favorable climatic conditions for the Suntar-Khayata glaciers.

Поступила 15 сентября 2015 г.

Принята к печати 7 апреля 2016 г.

**Ключевые слова:** *альbedo, баланс массы ледника, высота границы питания, горы Сунтар-Хаята, деградация ледника, ледник, осадки, понижение поверхности, Северо-Восток России, температура воздуха.*

В основу работы положены результаты обработки космических снимков Bing Map 2011 г. и материалы полевого сезона 2013 г. Оценено состояние ледников северного массива гор Сунтар-Хаята в продолжение ранее опубликованных работ [4, 5]. На фоне потепления на Северо-Востоке России ледники исследуемого района достаточно быстро деградируют, уменьшается не только их площадь, но и толщина. Полевые исследования показали, что все ледники этого массива в 2011–2013 гг. имели отрицательный баланс массы. За время с малого ледникового периода ледники № 28–31 потеряли около 0,38 км<sup>3</sup> льда.

### Введение

К одному из крупных районов современно-го горного оледенения на Северо-Востоке России относятся горы Сунтар-Хаята. Оледенение здесь представлено несколькими горными узлами, из которых лучше всего исследован северный массив в окрестностях горы Мус-Хая (62,6° с.ш., 140,9° в.д., 2959 м над ур. моря; все приведённые высоты в статье даны над уровнем моря). Планомерное изучение оледенения в этом районе началось только в конце 1950-х годов в период Международного геофизического года, 1957–1959. Физико-географическая и климатическая характеристики хребта даны в

работе [1], а общие сведения об открытии и исследовании ледников хребта – в [2].

В 1956 г. была организована экспедиция, работавшая по программе МГГ, она провела широкий комплекс гляциологических наблюдений в северном массиве, в частности, на опорном леднике № 31. В 1970 г. в связи с работами по составлению Каталога ледников СССР в этот район была направлена экспедиция Института географии АН СССР. Тогда были получены новые данные о режиме этого ледника, особенностях его аккумуляции и абляции в 1970 г., а также за период 1960–1969 гг. [3]. В работе [3] отмечаются изменения морфологии и отступление ледников № 29, 31

и 32, а также даётся оценка изменения состояния и других ледников разных морфологических типов.

В летний сезон 2001 г. на леднике № 31 выполнены наблюдения в рамках совместной экспедиции Института географии РАН и Института низких температур Университета Хоккайдо (Япония). Исследования предусматривали полную топографическую съёмку языка ледника № 31 и измерения его абляции, GPS-съёмку других ледников северного массива и метеорологические наблюдения в долине [4]. Установлено, что ледники горной системы Сунтар-Хаята сокращаются, о чём свидетельствуют результаты таких работ, как [5, 6]. В этих работах идёт речь о сокращении ледников по площади со времени малого ледникового периода и в настоящее время, масштабы же понижения разных участков ледников в указанные периоды освещены мало.

В 2006 г. на основе исследования космических снимков Landsat 2003 г. [5] отмечалось, что оледенение гор Сунтар-Хаята насчитывало 195 ледников общей площадью 163 км<sup>2</sup>. По сравнению с данными М.М. Корейши, также приведёнными в этой работе, с 1945 по 2003 г. площадь оледенения уменьшилась примерно на 20% (данные первых аэрофотосъёмок ледников датируются 1945 г.). Таким образом, на протяжении 57 лет средняя скорость сокращения площади составляла около 0,4% в год.

Цель настоящей статьи – восполнить имеющиеся пробелы в знаниях о современном состоянии ледников северного массива гор Сунтар-Хаята и оценить особенности их поведения на фоне климатических изменений. Материалы для статьи получены во время полевых работ в августе 2013 г., которые проводились совместно с японскими коллегами, и на основании дешифрирования космических снимков Bing Map 2011 г. Среди выполненных исследований 2013 г. – оконтуривание границ ледников, определение высотных отметок на поверхности ледников для построения их рельефа, выяснение положения моренных гряд, измерение абляции по рейкам, установленным японскими коллегами в 2012 г. на ледниках № 29–32, а также альbedo поверхности льда. В статье использованы некоторые данные, полученные В.А. Шишковым (Институт геогра-

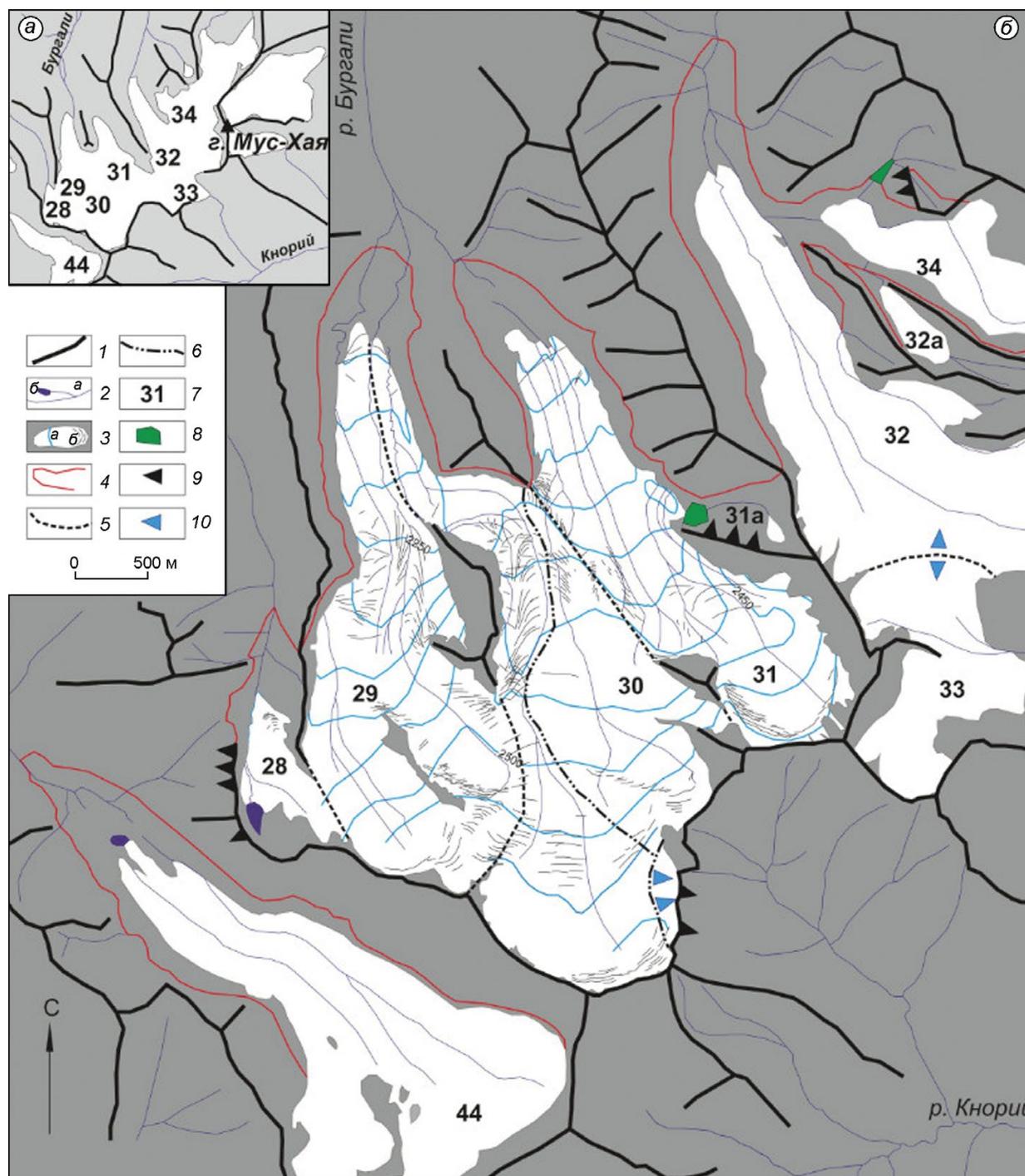
фии РАН) во время полевых работ в августе 2012 г., которые также проводились совместно с японскими коллегами. В августе 2013 г. изучались следующие ледники: № 28–31, 31а, 32, 32а, 34 (рис. 1).

### Методика полевых работ и обработки материалов

Для анализа климатических трендов использовались данные метеостанций (ГМС): Агаякан, Оймякон, Зырянка, Охотск, Сеймчан, Бухта Нагаева, Верхоянск, Сеймчан, Среднекан и др. Для изучения строения ледников и их гидрологической системы проводили маршрутные исследования ледников, которые сопровождалась фиксацией координат и высотного положения точек при помощи GPS-приёмника Garmin-12 XL. Особое внимание уделялось расположению и строению боковых морен.

Для изучения интенсивности абляции выполнены измерения по абляционным рейкам, установленным в 2012 г. японскими коллегами, которые были организаторами экспедиции совместно с Институтом мерзлотоведения СО РАН. Для определения альbedo поверхности ледников использовался люксметр из комплекса многофункционального измерительного прибора Voltcraft (Германия). Альbedo поверхности льда измерялось на разнородных участках ледников № 30, 31 и 34 в разных высотных зонах. Толщина наложенного льда определялась на ледниках № 29–34 на разных высотах, на участках сохранившихся пятен снега на северных склонах или в долинах водотоков, протекающих по поверхности ледника.

Для дешифрирования современного состояния ледников северного массива, их границ и гидрологических объектов использовались космические снимки Bing Map 2011 г. [7]. Разрешение снимков – около 0,5 м, снимки сделаны при отсутствии снега на поверхности льда и окружающих гор, что позволило дешифрировать границы ледников и морен с большой точностью. Затенённость и облачность снимков минимальны. Дешифрирование проводилось вручную. Для построения карт поверхности ледников по точкам GPS-измерений использовалась программа SURFER-11.



**Рис. 1.** Ледники северного массива гор Сунтар-Хаята:

*a* – ледники по состоянию на 1945 г.; *б* – современное состояние ледников. 1 – горные хребты и гребни; 2 – водные объекты: *a* – водотоки, в том числе на ледниках, *б* – озёра; 3 – ледники: *a* – горизонтали на поверхности льда, *б* – трещины; 4 – граница морен малого ледникового периода; 5 – границы между ледниками; *б* – границы водоразделов водных потоков на леднике № 30; 7 – номера ледников; 8 – ледниково-подпрудные озёра, существовавшие ранее; 9 – направление стока воды через гребни хребтов при больших размерах ледников; 10 – современное направление течения льда на ледоразделах

**Fig. 1.** Glaciers of the Northern Massif of the Suntar-Khayata Mountains:

*a* – glaciers in 1945; *b* – present-day state of glaciers. 1 – mountain ranges and ridges, including nunataks; 2 – water bodies: *a* – streams, *b* – lakes; 3 – glaciers: *a* – contour lines, *b* – crevasses; 4 – a boundary of the little ice age moraine; 5 – boundaries between glaciers; *b* – boundaries of the watersheds on the Glacier № 30; 7 – number of glaciers; 8 – glacier-dammed lakes previously existed; 9 – direction of water drainage through ridges at larger glacier size; 10 – present time direction of ice movement over ice divides

### Климатическая характеристика района гор Сунтар-Хаята

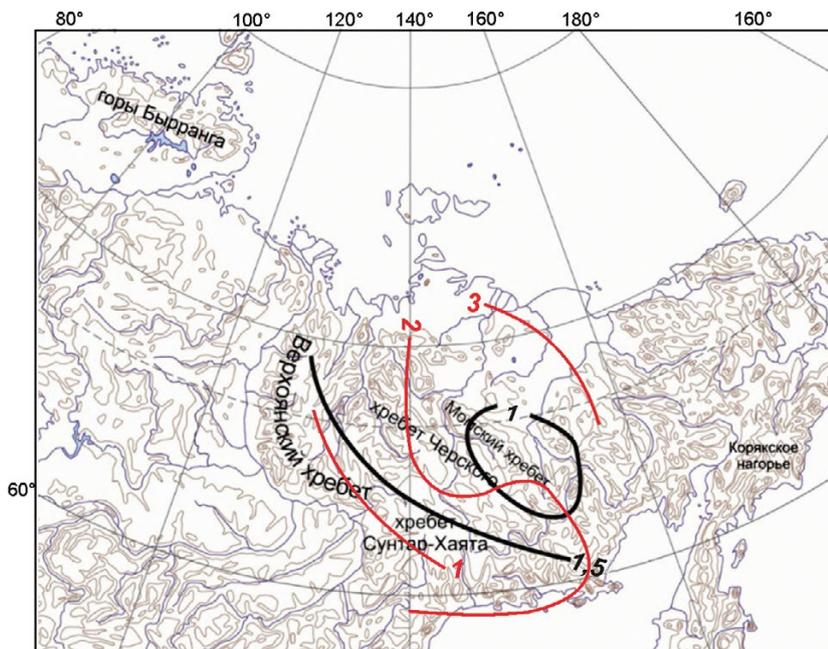
Чтобы понять тенденции поведения ледников изучаемого района, необходимо оценить климатические тренды. Для этого мы использовали данные наблюдений ГМС, расположенных относительно близко от гор Сунтар-Хаята. По имеющимся записям метеопараметров, наблюдавшихся на ГМС (средние месячные значения температуры и осадков), были рассчитаны *тренды* средней летней  $T_{лет}$  и средней годовой  $T_{год}$  температуры, а также твёрдых  $P_{тв}$  и жидких  $P_{ж}$  осадков за 45 лет (до 2012 г.) для Северо-Востока России (горы Сунтар-Хаята и хр. Черского). Ряды метеопараметров для региона гор Сунтар-Хаята – хр. Черского – одни из самых длинных для Сибири, от 80 до 120 лет (с конца XIX в. по 2012 г.). Источником записей температуры и осадков служила база данных ВНИГМИ-МЦД с доступом через [8].

Картосхемы трендов летней  $T_{лет}$  и годовой  $T_{год}$  температуры воздуха (рис. 2) показывают, что их абсолютные величины невелики: тренд  $T_{год}$  – от 1 до 2 °C/45 лет; тренды  $T_{лет}$  в районе гор Сунтар-Хаята также положительные – от 1 до 1,5 °C/45 лет. Тренды осадков за холодный период (а это твёрдые осадки  $P_{тв}$ ) по большинству станций или нулевые, или отрицательные (от 0–5 до –40 мм/45 лет). Положительный тренд у береговых ГМС Охотск и Бухта Нагаева – от 20

до 35 мм/45 лет). Тренд осадков за тёплый период года – положительный: от 5 до 55 мм/45 лет при росте циклоничности в это время года. Продолжительность положительного тренда температуры (как минимум 45 лет) на фоне стабильности снегового питания негативно сказывается на состоянии оледенения, которое представлено относительно небольшими по площади ледниками.

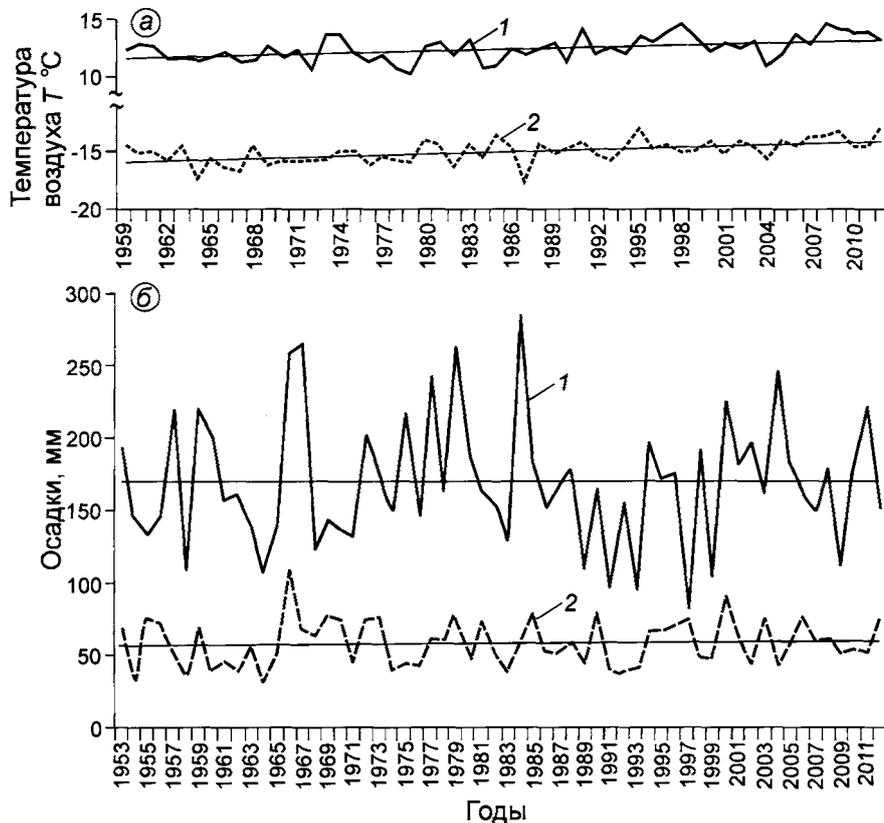
По данным ГМС мы также проанализировали разницу в температурах и осадках за два 30-летних периода: 1951–1980 гг. (фаза менее интенсивного потепления в регионе) и 1981–2010 гг. (фаза более интенсивного потепления). Разница  $T_{лет}$  за два периода уменьшается с широты Полярного круга, где она максимальна, на север и на юг региона гор Сунтар-Хаята – хр. Черского; чёткой тенденции разницы  $T_{год}$  не прослеживается. Потепление в последнее 30-летие существенно на широтах гор Сунтар-Хаята (62–66° с.ш.) как по  $T_{лет}$ , так и по  $T_{год}$  по сравнению с периодом 1951–1980 гг. Что касается Распределение осадков за холодный период года  $P_{тв}$  по широте в последнее 30-летие было стабильно.

Ближайшая к ледникам северного массива ГМС Агаякан (высота около 800 м) показывает климатические изменения, влияющие на динамику ледников массива. Тренды температуры положительны, но они относительно невелики – 1,0÷1,5 °C/50 лет. Тренды как общих осадков  $P_{год}$ , так и осадков холодного периода  $P_{тв}$  –



**Рис. 2.** Картосхемы трендов температуры воздуха: средней годовой  $T_{год}$  (красные изолинии) и средней летней  $T_{лет}$  (чёрные изолинии) за 1966–2012 гг.

**Fig. 2.** Schemes of spatial patterns trends of mean annual temperature  $T_{год}$  (red isolines) and summer temperature  $T_{лет}$  (black isolines) for 1966–2012



**Рис. 3.** Колебания средней летней (1) и средней годовой (2) температуры по ГМС Агаякан за 1959–2012 гг. (а) и годовых (1) и твёрдых осадков (2) за 1953–2012 гг. (б)

**Fig. 3.** Variations of mean summer (1) and annual (2) temperature on weather station Agayakan over 1959–2012 (a) and annual (1) and solid precipitation (2) over 1953–2012 (b)

нулевые, амплитуда колебаний  $P_{\text{год}}$  выше чем  $P_{\text{ТВ}}$ , однако коэффициенты вариации этих рядов отличаются незначительно (рис. 3).

### Состояние ледников северного массива гор Сунтар-Хаята

Исследования, выполненные на ледниках этого района, показали, что все изучаемые ледники в настоящее время деградируют. В табл. 1 приведены величины отступления языков ледников № 29, 31 и 32 за три периода: 1958–1970, 1970–2001 и 2001–2011 гг. Для ледников № 29 и 32 оно определено по визуальной оценке конечных морен ледников. Положение ледника № 31 на 2001 г. установлено с помощью теодолитной съёмки и наложения планового и высотного положения края ледника № 31 в 2001 г. на карту съёмки 1957 г. (масштаб 1:5000). Со времени экспедиции МГГ ледник отступил примерно на 120 м, освободив пространство в 0,14 км<sup>2</sup>. К 2011 г. отступление составило уже около 300 м.

В 2006 г. на основе исследования космических снимков Landsat 2003 г. мы установили, что оле-

денение гор Сунтар-Хаята на дату съёмки насчитывало 195 ледников общей площадью 163 км<sup>2</sup>. Результаты, полученные А.А. Галаниным в последние годы [6], показали, что площадь ледников северного массива в 2010 г. составляла около 61,64 км<sup>2</sup>, а в 1954 г. – 84,2 км<sup>2</sup> [9]; сокращение площади, таким образом, составило 22,56 км<sup>2</sup> (26,8%). Больше всего сократились каровые ледники малой площади. Оценки сокращения оледенения А.А. Галанина совпадают с нашими данными [5], согласно которым в 2003 г. для всех гор Сунтар-Хаята площадь ледников сократилась примерно на 20%. В полевой сезон 2013 г. собраны новые материалы о ледниках этого региона, которые предлагаются в данной работе.

**Описание обследованных ледников.** Изучаемые ледники расположены в окрестности горы Мус-Хая (2996 м) (см. рис. 1). Приведём их описание.

**Ледник № 28.** Имеет площадь 0,5 км<sup>2</sup>, в верховьях смыкается с западной частью ледника № 29. В настоящее время ледник деградирует. Когда он был обширнее, его язык имел две лопасти: одна лопасть была продольным продолжением ледника, а вторая ответвлялась от языка и уходила на запад, сбрасывая талые воды в долину ледни-

Таблица 1. Отступление языков некоторых ледников северного массива гор Сунтар-Хаята в разные годы, м

Номер ледника	1958–1970 гг.	1970–2001 гг.	2001–2011 гг.
29	35	> 100	> 200
32	29	> 100	> 300
31*	15	> 120	≈ 300
31**	5/25	100/150	200/200

\*По оси ледника. \*\*В числителе – у левого края, в знаменателе – у правого.

Таблица 2. Некоторые параметры изучаемых ледников

Номер ледника	Точка ледника, м над ур. моря		Площадь, км <sup>2</sup>
	низшая	высшая	
28	2261	2520	0,5
29	1990	2750	2,8
30	1990	2750	3,63
31	2070	2650	2,12
31a	2400	2500	0,01
34	2340	2440	0,09

Таблица 3. Относительное понижение поверхности ледников северного массива гор Сунтар-Хаята с малого ледникового периода по настоящее время\*

Номер ледника	Борт ледника	Понижение поверхности, м	Средний градиент понижения поверхности, м/100 м высоты	Высота, поверхности, ледников, м над ур. моря
28	Левый	60	–	–
29	Левый	32–52	6,6	2985
	Правый (нунатак)	30–80	25,9	2594
30	Левый (нунатак)	20–30	–	–
	Правый	38–102	11,9	2825
31	Левый	60–110	18,8	2626
	Правый	14–100	10,6	2990
31a	Правый	20	–	–
32	Левый	25–60	10	2750
	Правый	15–90	15	2700
32a	Правый	34–44	–	–
34	Левый	17–27	11,6	–
Среднее			13,7	2710

\*Прочерки – нет данных или невозможно их получить.

ка № 44. В юго-западной части ледника № 28, у его края, расположено ледниково-подпрудное озеро. Сейчас оно дренируется переливом через ледяной каньон в теле ледника. Как отмечается в работе [6], во время малого ледникового периода западный край ледника достигал вершины гребня, ограничивающего ледник с запада. Судя по сохранившимся на склоне древним уровням озера, оно существовало и в то время. Кроме того, в скальном гребне на высоте 2426 м имеется пропил (каньон в скале) шириной около 2 м и глубиной около 7,5 м, через который некогда озёрные воды попадали на ледник № 44. Таким образом, современный уровень воды в озере расположен примерно на 33 м ниже дна скального каньона. Водный поток из озера начал врезаться в скальный гребень при уровне озера на 40,5 м выше современного. По-видимому, это был не единственный путь сброса воды из озера. Когда ледник был больше и достигал гребня хребта, часть воды из озера текла вдоль гребня и на первом же понижении уходила в долину ледника № 44. Таких понижений на протяжении гребня отме-

чено несколько, и каждое сопровождало ущелье в сторону ледника № 44. Вероятно, долгие годы основной сток из озера шёл в соседнюю долину, что способствовало лучшей сохранности языка ледника в течение длительного периода. Следы перемещения краевых водотоков в последние десятилетия зафиксированы в рельефе склона хребта в виде чётких ступеней, врезанных в коренные породы. Они соответствуют периоду деградации ледника. Когда сформировалось это ледниково-подпрудное озеро – доподлинно неизвестно, но, судя по глубине каньона перелива, оно вполне могло существовать во время малого ледникового периода, располагаясь, как и сейчас, на краю ледника. Морфометрические характеристики этого и других ледников даны в табл. 2, а результаты оценки величины понижения поверхности льда на леднике № 28 (и других исследованных ледников) за рассматриваемый период – в табл. 3.

Ледники № 29 и 30. Эти ледники в Каталоге ледников [9] обозначены под разными номерами, однако на местности их разделить трудно. Формально границей раздела этих двух ледни-

ков служит нунатак, расположенный между ледниками в их центральной части, однако ниже его оба эти ледника сливаются, формируя единый язык. Кроме того, выше нунатака эти ледники имеют общий ледосбор, разделить который можно только условно. Поэтому правильнее говорить о ледниках № 29 и 30 как о едином массиве льда. Кроме того, выяснилось, что часть льда ледника № 30 площадью около 1,65 км<sup>2</sup> стекает в бассейн ледника № 31 и поэтому можно говорить о комплексе ледников № 29–31.

В дополнение к этому стало ясно, что часть талых вод из ледосборного бассейна ледника № 30 не стекает к его языку или языку ледника № 31, а дренируется на юг в долину р. Кнорий (площадь дренируемого участка около 0,13 км<sup>2</sup>). По-видимому, эта часть ледника № 30 также течёт в южном направлении. Мы проследили морены на бортах ледников № 29 и 30 и теперь можем оценить характер изменения поверхности ледника с 1945 г. (время первой аэрофотосъёмки) и с малого ледникового периода. Интересно, что на левой морене ледников № 29 и 30 на некоторых участках были отмечены не одна, а несколько параллельных гряд примерно одной высоты. Иногда их было две или три, а в двух местах отмечалось до семи однотипных субпараллельных гряд. Это показывает, что период дегляциации не был одномоментным, а имел стадии наступания и деградации ледника; при этом каждая последующая стадия наступания была чуть менее мощной, чем предыдущая, в противном случае гряды морены должны были перекрываться. Язык ледникового комплекса расположен на высоте 1990 м, нижняя часть нунатака – на высоте 2237 м, а верхняя часть – на высоте 2448 м.

*Ледник № 31.* На данный момент ледник № 31 частично питается за счёт ледника № 30. М.М. Корейша [1] признавал, что такое дополнительное питание возможно, но он полагал его незначительным. Полевые работы и дешифрирование космических снимков показали, что, по крайней мере, 40–45% площади ледника № 30 в настоящее время течёт в бассейн ледника № 31: не только лёд, но и часть талых вод примерно с той же площади ледника № 30 стекает на ледник № 31. Таким образом, в области абляции ледника № 31 и на его языке присутствует талая вода этих двух ледников, что необходимо учитывать при расчётах стока с ледника № 31.

При полевом изучении строения моренного комплекса ледника № 31 установлено, что в пространстве между границей ледника в 1945 г. и «внешней» границей, предположительно относящейся к малому ледниковому периоду [6], можно выделить ещё несколько промежуточных границ распространения ледника (к сожалению, на космических снимках эти границы не выделяются, поэтому на рис. 1 они не вынесены). На правой боковой морене ледника № 31, вблизи современного конца языка ледника (чистого льда), была выделена *верхняя граница*, которая маркировалась по нижнему уровню существования лишайников (выше её они покрывали камни склона сплошным чехлом, а ниже – отсутствовали). Граница фиксировалась уступом на склоне. Никаких камней, эрратических валунов, принесённых из верховьев ледника, ниже неё не наблюдалось, присутствовали только обломки пород коренного склона. На несколько метров ниже по склону проходила *вторая граница*, более молодая, ниже которой появлялись крупные валуны, принесённые ледником из верховий бассейна. Ниже по склону появляется рыхлый материал разрушенных морозным выветриванием более мелких обломков морены. Самой *нижней границей* служит свежая морена, на которой обломки практически не подверглись выветриванию. Мы относим эту морену к 1945 г., поскольку она находится примерно там, где располагалась граница льда на первых аэрофотоснимках, выполненных в 1945 г. Таким образом, выше этой морены наблюдаются три разновозрастных моренных образования.

Когда ледник № 31 был существенно больше по площади, его толщина превышала современную в верховьях ледника выше притока ледника № 31а примерно на 117 м и сток воды происходил через боковой хребет, разделяющий оба ледника. Об этом свидетельствуют глубокие каньонообразные врезы в склоне хребта, обращённом к леднику № 31а. Выше по гребню видны также более древние каналы стока, но они заканчиваются не ущельями, а долинами с выположенным дном. Вероятно, сток воды по этим долинам проходил в период максимального развития оледенения и именно эти поступления воды на язык ледника № 31а по краевым каналам могли сформировать ледниково-подпрудное озеро между языком ледника № 31а и телом ледника № 31.

Нижняя граница чистого льда на леднике расположена на высоте 2070 м, нижняя часть

крупного нунатака, отделяющего ледник № 31 от верховий ледника № 30, — на высоте 2400 м, верхняя часть нунатака — на высоте 2585 м.

*Ледник № 31а.* Это маленький ледник, который некогда был правым притоком ледника № 31. Во времена работы на леднике М.М. Корейши в МГГ эти ледники разделяло небольшое озеро, которое располагалось на льду и в настоящее время заполняется лишь на короткое время [1]. Озеро и сейчас там существует и сбрасывает воды через внутрилёдные каналы, идущие вдоль правого борта ледника, которые сформировались в результате врезания водного потока в лёд с поверхности с последующим захоронением их наложенным льдом. Фактически это озеро тоже дренируется переливом, что удалось выяснить при детальном обследовании каналов сброса воды. Сейчас ледник № 31а сильно отступил от озера, обнажив скальное ложе на большом протяжении долины. В настоящее время лёд сохранился только в верховьях его бывшего левого притока, а также под толщей озёрных отложений, примыкающих к леднику № 31. Ледники № 31а и № 32 разделены высоким скальным гребнем.

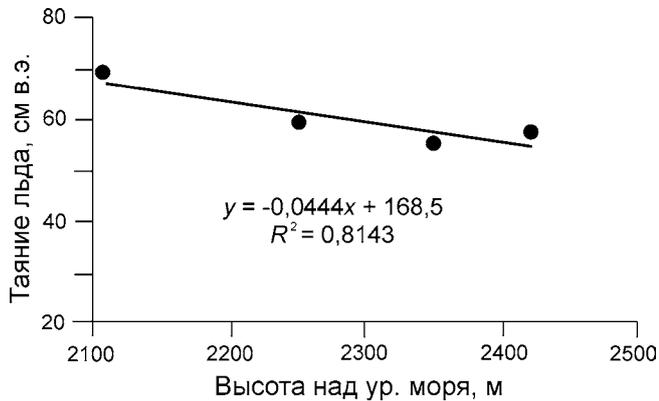
*Ледник № 32.* Фактически ледники № 32 и 33 формируют единый комплекс перемётного ледника. Мы проводили границу между ними по водоразделу поверхностных водотоков и ледниковым трещинам. В пределах ледника № 32 высоту границы питания удалось выделить только в одном цирке на правом борту — у подножия горы Мус-Хая, расположенной за обрезом схемы рис. 1. Она составила 2660–2705 м (по снежникам надува).

*Ледник № 32а* сильно понизился с периода МГГ, и стало видно, что он — не правый приток ледника № 32, как это предполагал М.М. Корейша [1], а левый приток ледника № 34, который, в свою очередь, служит правым притоком ледника № 32, но несколько севернее. Первые исследователи этого узла оледенения [1] и составители Каталога ледников СССР [9] не смогли определить чёткую принадлежность этого ледника по объективной причине, поскольку в 1940–50-х годах все гребни водоразделов между ледниками, которые сейчас хорошо видны, были перекрыты льдом и в рельефе не выделялись. Ледник № 32а в нижнем течении имеет общую срединную морену с ледником № 34. Как ледник, характеризующийся медленным течением и малой толщиной льда, он был оттеснён к левому борту ледника № 34, по-

этому в нижнем течении ледника № 34 боковая морена ледника № 32а и срединная морена ледников № 32а и 34 совместились. А в месте слияния ледников № 34 и 32 эта комбинированная морена представляет собой единую левую морену ледника № 32. Талая вода с ледника № 32а не течёт вдоль боковой морены, а вытекает на край ледника № 34. Максимальная высота ледника — 2440 м, т.е. вся поверхность ледника полностью находится в области абляции.

*Ледник № 34.* Это — простой ледник, не разветвлённый; он служит правым притоком ледника № 32, а его цирк расположен к северу от вершины горы Мус-Хая. В средней части он имеет две субгоризонтальные ступени, разделённые крутыми участками, не относящимися к ледопадам. На второй субгоризонтальной площадке по правому борту ледника имеется расширение — своеобразный «залив» льда. Когда ледник был обширнее, из залива вытекал небольшой язык льда, спускавшийся в боковую долину. В малый ледниковый период левый борт этого языка достигал гребня водораздела и талые воды с него стекали прямо к языку основного тела ледника. На западном склоне скальной гряды видны глубокие врезы этих водотоков. Судя по их глубине, малый язык существовал длительное время. Воды с него стекали по боковой долине к правой части языка ледника № 34, где формировали ледниково-подпрудное озеро, которое дренировалось переливом через ледяную плотину к месту слияния ледников № 34 и 32, и попадали в правый боковой канал ледника № 32. Уровень воды в озере по характерной ступеньке на склонах удалось проследить во время наших полевых работ. Максимальная глубина озера составляла 30 м. В настоящее время ледник № 34 в районе своего правого залива настолько понизился, что уровень льда не достигает дна боковой долины примерно на 7 м. Летом 2013 г. вся поверхность ледника оказалась в области абляции, область аккумуляции отсутствовала.

*Таяние льда на ледниках в 2013 г. и балансовые наблюдения на ледниках в 2011–2013 гг.* Величина альбедо поверхности ледников, расположенных в северном массиве гор Сунтар-Хаята, изменяется от 0,24 до 0,79. Изучались рассматриваемые здесь ледники при открытом небе. Самые высокие значения альбедо имели поверхности снега (0,75) и коры таяния по наложенному льду (0,79), распо-



**Рис. 4.** Изменение таяния льда с высотой на леднике № 31 в период с 30 июля по 17 августа 2013 г.

**Fig. 4.** The change of ablation with altitude on the Glacier № 31 in the period from 30 of July to 17 of August, 2013

ложенные на высотах около 2600 м, а самые низкие — сильно заморенный лёд (0,24), лёд с криоконитом (0,32) на языках ледников на высотах 2000–2100 м. Все обследованные поверхности в верхних частях ледников имеют довольно высокое альbedo: наложенный лёд — 0,63; голубое болото на льду — 0,64; свежий снег на льду — 0,63. При этом собственно ледниковый лёд в средней части ледников имел две разные градации альbedo: чистый крупнозернистый лёд — 0,64, а серый мелкозернистый лёд — 0,5. Измерения альbedo распластанного водотока шириной 0,5 м и глубиной около 1 см показало значение 0,5, т.е. близкое к альbedo окружающего льда, а собственно текущая вода в русле неглубокого ледяного каньона на поверхности ледника имела значение 0,36, что ниже альbedo окружающего ледникового льда. Как и на ледниках других горных регионов, общее понижение альbedo вниз по леднику наравне с влиянием вертикального градиента температуры воздуха обеспечивает уменьшение таяния снега и льда с высотой.

Измерение *таяния по рейкам*, установленным в 2012 г. на ледниках японскими учёными, проводилось нерегулярно, поэтому в нашем распоряжении оказался лишь массив разрозненных данных, из которых наиболее представительными были сведения по ледникам № 31 и 32. Полученные материалы для ледников № 29 и 30 недостаточны для каких-либо заключений.

Для ледника № 31 сведены данные по наблюдениям за 18 дней — с 30 июля по 17 августа 2013 г., когда преобладала малооблачная и облач-

ная погода (рис. 4). Как видим, величина стаивания льда за этот период составила от 77 см (при плотности льда 0,9 — 69,3 г в.э.) на высоте 2107 м до 64 см (57,6 г в.э.) на высоте 2422 м, что соответствует интенсивности таяния от 4,3 до 3,6 см/сут. на этих высотах (3,9–3,2 г в.э.). Высотная зависимость таяния имеет место, но она не очень явная. Неодинаковое таяние на разных высотах связано как с вертикальным температурным градиентом, так и с высотным изменением структуры поверхности ледника и соответственно с его альbedo. Установлено, что интенсивность таяния льда на леднике № 31 выше, чем на леднике № 32. На леднике № 29 на высоте 2168 м интенсивность таяния льда составила 2,8 см/сут., что равно таянию на той же высоте на леднике № 32.

*Баланс массы льда* на ледниках этого района в полевых условиях мы специально не изучали. Однако по абляционным рейкам, установленным на ледниках японскими учёными в 2012 г., в следующем году можно было видеть, что происходит полное стаивание снега во всех высотных зонах. К концу сезона абляции на поверхности ледников снега не остаётся и начинает таять ледниковый лёд (рис. 5). Всё это показывает, что баланс массы всех ледников отрицателен. По космическим снимкам, выполненным в конце сезона абляции 2011 г., хорошо видно, что и тогда снег на поверхности ледников не сохранился, т.е. баланс массы всех ледников был отрицательным. Наблюдения В.А. Шишкова, сотрудника Института географии РАН, который участвовал в полевых работах на северном массиве гор Сунтар-Хаята летом 2012 г., показали аналогичную картину (устное сообщение). Таким образом, по крайней мере с 2011 по 2013 г., высота границы питания ледников этого района летом смещалась до их верхней высотной отметки; ледники теряли область аккумуляции, а баланс массы был устойчиво отрицательным.

Информацию о толщине *наложенного льда* на ледниках мы получили по фрагментарным данным, собранным на краях отдельных нерастаявших снежников и около русел водных потоков на поверхности ледников. Выполнено 50 измерений толщины наложенного льда на ледниках № 29–34 на разных высотах. Средняя толщина наложенного льда составила 17,5 см при разбросе от 3 до 30 см (коэффициент вариации 36,7). Анализ полученных данных показал, что тол-



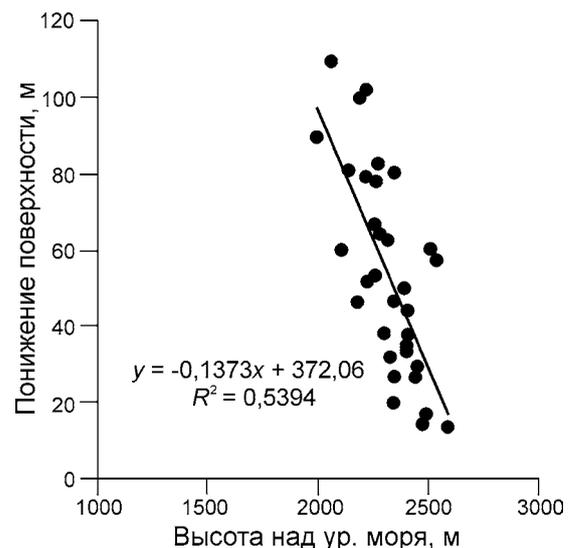
**Рис. 5.** Ледники северного массива гор Сунтар-Хаята в конце периода абляции

**Fig. 5.** Glaciers of the northern massif of the Suntar-Khayata Mountains at the end of ablation

щина наложенного льда примерно одинакова в разных высотных зонах ледника и сравнима с толщиной наложенного льда в других регионах, например на ледниках Шпицбергена [10]. При этом оказалось, что, как и в районе северного массива гор Сунтар-Хаята, в этих регионах на ледниках также отсутствует высотная изменчивость толщины наложенного льда.

Анализ изменения площади ледников дан в работе [6]. Здесь мы остановимся на *изменении толщины ледников*. Приведённые ранее данные о понижении поверхности ледников со времени максимального оледенения (см. табл. 3) сведены на рис. 6, среднее нулевое понижение поверхности в верховьях ледников должно было бы располагаться на высоте около 2710 м. Средний градиент изменения понижения поверхности ледников составляет 13,7 м на 100 м высоты. Согласно этим данным, среднее понижение поверхности льда на высоте 2400 м (средняя высота ледников № 28–31) составило около 42,5 м. Зная площадь поверхности ледников № 28–31 (9,05 км<sup>2</sup>), можно приблизительно оценить суммарную потерю объёма льда этих ледников со времени малого ледникового периода. Она составляет около 0,38 км<sup>3</sup>.

**Гидрология поверхности ледников.** Ледники северного массива гор Сунтар-Хаята имеют очень низкую среднюю годовую температуру



**Рис. 6.** Связь понижения поверхности изучаемых ледников со времени максимума оледенения с высотой над уровнем моря

**Fig. 6.** Relationship of the surface lowering of the glaciers studied from the period of their maximum extension with altitude

льда  $T_{\text{лед}}$ ; согласно круглогодичным измерениям 2012–2013 гг. по термокосам, средняя  $T_{\text{лед}}$  составила  $-9,0 \div -10,0$  °C на глубине 10 м от поверхности на высотах 2250 и 2450 м на леднике № 31 (П.Н. Константинов, 2013 г., устное сообщение).

Поэтому, в соответствии с выводами П.А. Шумского [11] и нашими [12, 13], такие ледники в основном не имеют внутреннего дренажа, поскольку все возникающие во льду трещины не расширяются талой водой, а заполняются формирующимся льдом. Это подтверждается прямым наблюдением на ледниках как исследуемого массива гор, так и других районов. На всех обследованных ледниках присутствуют исключительно поверхностные водотоки, которые собирают талую воду с поверхности льда или дренируют воды ледниково-подпрудных озёр, как отмечалось ранее (ледники № 28, 31 и 34).

Тем не менее, в некоторых случаях можно наблюдать участки внутрилёдных каналов, которые возникают на боковых или реже на центральных водотоках. Причин возникновения таких каналов две. Первая – врезание поверхностных каналов в лёд (если скорость врезания водотока больше скорости поверхностной абляции); в дальнейшем канал закрывается наметаемым снегом и наложенным льдом [13]. Вторая – превращение поверхностного канала во внутрилёдный из-за пластической деформации каналов при движении льда. Мы наблюдали такое явление на языках ледников № 29, 30, когда один из центральных дренажных каналов смещался к правому борту ледника. При этом верхняя часть ледяного каньона сомкнулась, а нижняя успела расшириться за счёт текущей воды. Особняком стоит внутрилёдный канал на языке ледника № 31, который возник на месте излучины поверхностного водотока.

В целом основные водные потоки на поверхности ледников мало изменяют свои русла во времени. Тем не менее, это иногда происходит, поскольку при сходе снежного покрова весной изменяются условия стока воды. Так, по сравнению со снимками 2011 г. в период между 2011 и 2013 гг. изменилось положение ледяного каньона центрального водного потока на леднике № 30, который в 2011 г. уходил к правому борту ниже места разъединения ледников № 30 и 31 и далее проходил вдоль правого борта ледника № 30. В 2013 г. этот ледяной каньон располагался посередине ледника № 30 и после слияния ледников № 29 и 30 впадал в центральный каньон. Об изменении траектории водных потоков на поверхности ледника в недалёком прошлом говорит и положение остатков «муравьиных куч», трас-

сирующих положение поверхностных водотоков в прошлом. Судя по ним, центральный водный поток ледника № 30 около 20 лет назад у южной кромки нунатака, разделяющего ледники № 29 и 30, попадал на поверхность ледника № 29 и тёк по ней. Это показывает, что ледники № 29 и 30 гидрологически тесно связаны.

## Обсуждение

В настоящее время ледники северного массива гор Сунтар-Хаята отступают. Анализ строения моренных комплексов обследованных ледников позволяет утверждать, что ледники массива испытывали колебания с максимума последнего оледенения, который пришёлся, вероятно, на малый ледниковый период. На это указывают многочисленные боковые морены максимальной стадии оледенения. Если считать, что верхняя боковая морена образовалась в малый ледниковый период, как это предполагается в работе [6], то за прошедшее время отмечено ещё два периода активизации после максимального, каждый из которых был меньше предыдущего. Понижение поверхности изученных ледников колеблется от 14 до 110 м со времени последнего максимума оледенения в данном районе. Имеющиеся материалы позволяют оценить и объём потерянной массы льда. Наши оценки показали, что со времени малого ледникового периода ледники № 28–31 потеряли около 0,38 км<sup>3</sup> льда (№ 28 – 0,02, № 29–30 – 0,27, № 31 – 0,09 км<sup>3</sup>). Площадь ледников, изученных в полевой сезон 2013 г., такова, км<sup>2</sup>: № 28 – 0,5, № 29 – 2,8, № 30 – 3,63, № 31 – 2,12 (см. табл. 2).

Поскольку ледники изучаемого массива в 2011–2013 гг. полностью потеряли область аккумуляции, высота их границы питания в этот период располагалась у верхней кромки ледников, т.е. на высоте около 2700 м, а не на высоте около 2400 м, как это утверждается в работе [6] для 2011 г. Состояние ледников здесь во многом определяется колебаниями климата в северной части Тихого океана (и в частности Охотского моря). Согласно [14], Тихий океан пока ещё не начал активно охлаждаться. Это означает, что ледники гор Сунтар-Хаята в ближайшем будущем продолжат своё отступление, а высота их границы питания по-прежнему будет находиться у верхней

границы ледников, т.е. вся поверхность ледников будет располагаться в области абляции. И только после того, как воды северной части Тихого океана начнут охлаждаться, высота границы питания ледников начнёт опускаться. Процесс будет происходить быстро, потому что при похолоданиях начинает увеличиваться вертикальный градиент изменения температуры.

Тихоокеанская декадная осцилляция – The Pacific Decadal Oscillation (PDO) – климатическое явление, наблюдаемое преимущественно в северной части Тихого океана (в противоположность Эль Ниньо – Южная осцилляция) [8]. Она имеет две фазы. Тёплая фаза PDO называется положительной, а холодная – отрицательной. Как правило, пребывание в одной из фаз продолжается довольно долго: от 10 до 40 лет. В 1905 г. PDO находилось в тёплой фазе, в 1946 г. оно перешло в холодную фазу, а в 1977 г. вновь наступила тёплая фаза. Поскольку холодные фазы совпадают с периодами похолодания (1946–1977 гг.), а тёплые фазы соответствуют периодам потепления (1905–1946, 1977–2008 гг.), то начавшаяся с 2008 г. холодная фаза PDO может означать начавшееся похолодание в этом регионе.

По данным Сахалинского научно-исследовательского института рыбного хозяйства и океанографии, примерно с 2013 г. аномалии температуры поверхности океана в районе Охотского моря имеют отрицательные значения для весенних месяцев и начала лета на большей части Охотского моря и прилегающей океанической акватории [15–18]. Всё это может служить осторожным подтверждением нашей гипотезы о возможном начале похолодания северной части Тихого океана в районе влияния воздушных масс, формирующихся над этой акваторией, которое повлияет на ледники гор Сунтар-Хаята.

### Заключение

Анализ имеющихся космических снимков и материалов, полученных в течение полевых работ, позволяет сделать ряд выводов.

1. На фоне наблюдающегося потепления ледники исследуемого района (северный массив гор Сунар-Хаята, Северо-Восток России) достаточно быстро деградируют, уменьшаясь не только по площади, но и по толщине. Характеристики

пространственного распределения трендов (за 45 лет, до 2012 г.) ключевых для оледенения факторов – средней летней температуры и твёрдых осадков, указывают на неблагоприятные условия существования ледников в настоящее время.

2. Полевые исследования показали, что все ледники этого района в 2011–2013 гг. имели отрицательный баланс массы, поскольку вся их поверхность к концу летнего сезона находилась в области абляции, а высота границы питания располагалась у верхней кромки ледников, т.е. на высоте около 2700 м над ур. моря.

3. С периода максимума последнего оледенения (предположительно в малый ледниковый период) понижение поверхности ледников достигло 102–117 м на ледниках № 30 и 31 с высотным градиентом от 10 до 26 м на каждые 100 м высоты. За время с малого ледникового периода ледники № 28–31 потеряли около 0,38 км<sup>3</sup> льда.

4. Поскольку ледники изучаемого массива имеют очень низкую температуру льда на глубине 10 м от поверхности ( $-9,0 \div -10,0$  °C), в них не формируются каналы внутреннего дренажа по трещинам. Все найденные фрагменты внутреннего дренажа образовались за счёт врезания каналов с поверхности и дальнейшего их закрытия наметаемым снегом и наложенным льдом. В результате все ледниковые озёра дренируются переливом.

**Благодарности.** Авторы выражают благодарность сотруднику лаборатории криогенных ландшафтов Института мерзлотоведения СО РАН П.Я. Константинову и коллективу японских коллег из Исследовательского института глобальных изменений (г. Йокосука, Япония) под руководством Т. Кадота за содействие и возможность проведения совместных полевых исследований ледников в районе горы Мус-Хая в августе 2013 г. Работа выполнена при поддержке программ Президиума РАН П-4 и ОНЗ-12.

**Acknowledgments.** We thank P.Y. Konstantinov from the Laboratory of cryogenic landscapes, Melnikov Permafrost Institute, and team of Japanese colleagues from the Research Institute for Global Change (Yokosuka, Japan) under the leadership of T. Kadota for their assistance and support in carrying out our joint field studies of glaciers on Mus-Khaya Mountain, August 2013. This work was funded by the Russian Academy of Sciences (programs P-4 and DES-12).

## Литература

## References

1. *Корейша М.М.* Современное оледенение хребта Сунтар-Хаята. (Результаты исследований по программе МГГ. Гляциология, № 11). М.: Изд-во АН СССР, 1963. 170 с.
2. *Лыткин В.М., Галанин А.А.* История открытия и исследования ледников хребта Сунтар-Хаята // Молодой ученый. 2013. № 1. С. 62–68.
3. *Виноградов О.Н., Голодковская Н.А., Корейша М.М., Серебряный Л.Р.* Новые данные о современном и древнем оледенении гор Сунтар-Хаята // МГИ. 1972. Вып. 19. С. 80–91.
4. *Ананичева М.Д., Давидович Н.В., Кононов Ю.М., Корейша М.М., Ямада Т., Такахаши Ш., Шираива Т.* Ледники северного массива Сунтар-Хаята: изменения со времени МГГ // МГИ. 2003. Вып. 95. С. 85–101.
5. *Ананичева М.Д., Капустин Г.А., Корейша М.М.* Изменение ледников гор Сунтар-Хаята и хр. Черского по данным Каталога ледников СССР и космическим снимкам 2001–2003 гг. // МГИ. 2006. Вып. 101. С. 163–169.
6. *Галанин А.А., Лыткин В.М., Федоров А.Н., Кадота Т.* Сокращение ледников гор Сунтар-Хаята и методические аспекты его оценки // Лёд и Снег. 2013. № 4 (124). С. 30–42.
7. Электронный ресурс: <http://www.bing.com/maps/>
8. Электронный ресурс: <http://www.meteo.ru>
9. Каталог ледников СССР. Т. 17. Вып. 3. Ч. 1; Вып. 7. Ч. 3; Т. 19. Ч. 3. Хребет Сунтар-Хаята. Л.: Гидрометеоздат, 1977.
10. *Соловьянова И.Ю., Мавлюдов Б.Р.* Изучение наложенного льда на ледниках Шпицбергена // Комплексные исследования природы Шпицбергена. 2006. Вып. 6. Апатиты: изд. КНЦ РАН. С. 279–290.
11. *Шумский П.А.* Основы структурного ледоведения. М.: Изд-во АН СССР, 1955. 492 с.
12. *Мавлюдов Б.Р.* Движение воды в горном леднике // МГИ. 1997. Вып. 82. С. 13–17.
13. *Мавлюдов Б.Р.* Внутренние дренажные системы ледников. М.: изд. Института географии РАН, 2006. 396 с.
14. Электронный ресурс: <http://www.ipcc.ch>
15. Электронный ресурс: [http://teradata.sakhniro.ru/site.php?Lang=RU&page=sst&template=rep\\_sst\\_anomalies\\_tenday\\_2013\\_jan-mar](http://teradata.sakhniro.ru/site.php?Lang=RU&page=sst&template=rep_sst_anomalies_tenday_2013_jan-mar)
16. Электронный ресурс: [http://teradata.sakhniro.ru/site.php?Lang=RU&page=sst&template=rep\\_sst\\_anomalies\\_tenday\\_2013\\_apr-jun](http://teradata.sakhniro.ru/site.php?Lang=RU&page=sst&template=rep_sst_anomalies_tenday_2013_apr-jun)
17. Электронный ресурс: [http://teradata.sakhniro.ru/site.php?Lang=RU&page=sst&template=rep\\_sst\\_anomalies\\_tenday\\_2014\\_jan-mar](http://teradata.sakhniro.ru/site.php?Lang=RU&page=sst&template=rep_sst_anomalies_tenday_2014_jan-mar)
18. Электронный ресурс: [http://teradata.sakhniro.ru/site.php?Lang=RU&page=sst&template=rep\\_sst\\_anomalies\\_tenday\\_2014\\_apr-jun](http://teradata.sakhniro.ru/site.php?Lang=RU&page=sst&template=rep_sst_anomalies_tenday_2014_apr-jun)
1. *Koreysa M.M.* Modern glaciation of Suntar-Khayata Ridge (Results on investigations by program of IGY. Glaciology. 11). Moscow: Russian Academy of Sciences, 1963: 170 p. [In Russian].
2. *Lytkin V.M., Galanin A.A.* Hystory of opening and investigations of Suntar-Khayata Ridge. *Molodoy Uchenyi*. Young Scientist. 2013, 1: 62–68. [In Russian].
3. *Vinogradov O.N., Golodkovskaya N.A., Koreysa M.M., Serebryanyj L.R.* New data about modern and ancient glaciation of Suntar-Khayata Mountains. *Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovaniy*. Data of Glaciological Studies. 1972, 19: 80–91. [In Russian].
4. *Ananicheva M.D., Davidovich N.V., Kononov Yu.M., Koreysa M.M., Yamada T., Takakhashi Sh., Shiraiva T.* Glaciers of the Northern Massif of Suntar-Khayata: changing from time of IGY. *Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovaniy*. Data of Glaciological Studies. 2003, 95: 85–101. [In Russian].
5. *Ananicheva M.D., Kapustin G.A., Koreysa M.M.* Glaciers changing of Suntar-Khayata Mountains and Cherskiy Ridge on the base of data of USSR Glaciers Inventory and space images of 2001–2003. *Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovaniy*. Data of Glaciological Studies. 2006, 101: 163–169. [In Russian].
6. *Galanin A.A., Lytkin V.M., Fedorov A.N., Kadota T.* *Glaciers decreasing of Suntar-Khayata Mountains and methodological aspects of their estimation. Led i Sneg*. Ice and Snow. 2013, 4 (124): 30–42. [In Russian].
7. <http://www.bing.com/maps/>
8. <http://www.meteo.ru>
9. *Katalog lednikov SSSR*. USSR Glacier Inventory. V. 17. Issue 1. Pt. 1; Issue 7, Pt. 3; V. 19. Pt. 3. Leningrad: Gidrometeoizdat. Leningrad: Hydrometeoizdat, 1977. [In Russian].
10. *Solovyanova I.Yu., Mavlyudov B.R.* Study of superimposed ice on Spitsbergen glaciers. *Kompleksnyye issledovaniya prirody Spitsbergena*. Complex investigations of Spitsbergen nature. 2006. V. 6. Apatity: Cola Scientific Center RAS. 279–290. [In Russian].
11. *Shumskiy P.A.* Base of structural ice study. Moscow: Russian Academy of Sciences, 1955: 492 p. [In Russian].
12. *Mavlyudov B.R.* Water movement in mountain glacier. *Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovaniy*. Data of Glaciological Studies. 1997, 82: 13–17. [In Russian].
13. *Mavlyudov B.R.* Internal drainage systems of glaciers. Moscow: Institute of Geography RAS, 2006: 396 p. [In Russian].
14. <http://www.ipcc.ch>
15. [http://teradata.sakhniro.ru/site.php?Lang=RU&page=sst&template=rep\\_sst\\_anomalies\\_tenday\\_2013\\_jan-mar](http://teradata.sakhniro.ru/site.php?Lang=RU&page=sst&template=rep_sst_anomalies_tenday_2013_jan-mar)
16. [http://teradata.sakhniro.ru/site.php?Lang=RU&page=sst&template=rep\\_sst\\_anomalies\\_tenday\\_2013\\_apr-jun](http://teradata.sakhniro.ru/site.php?Lang=RU&page=sst&template=rep_sst_anomalies_tenday_2013_apr-jun)
17. [http://teradata.sakhniro.ru/site.php?Lang=RU&page=sst&template=rep\\_sst\\_anomalies\\_tenday\\_2014\\_jan-mar](http://teradata.sakhniro.ru/site.php?Lang=RU&page=sst&template=rep_sst_anomalies_tenday_2014_jan-mar)
18. [http://teradata.sakhniro.ru/site.php?Lang=RU&page=sst&template=rep\\_sst\\_anomalies\\_tenday\\_2014\\_apr-jun](http://teradata.sakhniro.ru/site.php?Lang=RU&page=sst&template=rep_sst_anomalies_tenday_2014_apr-jun)

## Условия питания и изменчивость ледников архипелага Северная Земля по результатам наблюдений 2014–2015 гг.

© 2016 г. Д.Ю. Большианов<sup>1,2\*</sup>, В.Т. Соколов<sup>1</sup>, И.С. Ёжиков<sup>1</sup>, Р.К. Булатов<sup>1,2</sup>,  
А.Н. Рачкова<sup>1</sup>, Г.Б. Федоров<sup>1,2</sup>, А.С. Парамзин<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Арктический и Антарктический научно-исследовательский институт, Санкт-Петербург;

<sup>2</sup>Санкт-Петербургский государственный университет

<sup>1,2\*</sup>bolshiyarov@aari.ru

## Conditions of the alimentation and the variability of glaciers of the Severnaya Zemlya Archipelago from observations of 2014–2015

D.Yu. Bolshiyarov<sup>1,2\*</sup>, V.T. Sokolov<sup>1</sup>, I.S. Yozhikov<sup>1</sup>, R.K. Bulatov<sup>1,2</sup>, A.N. Rachkova<sup>1</sup>, G.B. Fedorov<sup>1,2</sup>,  
A.S. Paramzin<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Arctic and Antarctic Research Institute, St. Petersburg, Russia; <sup>2</sup>St. Petersburg State University, Russia

<sup>1,2\*</sup>bolshiyarov@aari.ru

Received February 15, 2016

Accepted April 14, 2016

**Keywords:** *positive glacier mass balance, surge of the Vavilov Glacier.*

### Summary

Glaciological investigations on the Severnaya Zemlya archipelago were resumed in 2013 when a new research station «Ice base Cape Baranova» had been organized by Arctic and Antarctic Research Institute in the North-West of the Island Bolshhevik. In 2014–2015, the glaciological polygon named after Leonid Govorukha was established on glaciers Mushketov and Semenov-Tyan-Shanskiy. Two years of observations on the glaciers allowed us to estimate the mass balance of the Mushketov Glacier, which was positive in the 2013–2015. By the end of the melting periods, a superimposed ice was formed on the glacier with thickness of 4 cm in 2014 and 17 cm in 2015, on the average. A snow-firn mass with its vertical thickness exceeding 3 m had been found on the upper part of the Semenov-Tyan-Shanskiy Glacier. Based on analyses of summer air temperatures and precipitation at the meteorological station «The Golomyanny Island», we assumed that in 2013–2015 the mass balance was also positive on the other glaciers of the archipelago, located to the North of the studied glaciers on the Island of Bolshhevik. Data of remote sensing of the catastrophic advancing of the outlet glacier from the Vavilov Ice Cap, obtained in 2013–2016, testify that for much longer period, i.e. during 25 years, conditions for the ice mass accumulation were favorable on the southern and eastern slopes of the Vavilov Ice Cap.

Поступила 15 февраля 2016

Принята к печати 14 апреля 2016 г.

**Ключевые слова:** *подвижка ледника Вавилова, положительный баланс ледников.*

Гляциологические исследования ААНИИ продолжены работами 2014–2015 гг. на ледниках о. Большевик (архипелаг Северная Земля): Мушкетова высотой 560 м и Семенова-Тян-Шанского высотой 725 м. Работы на полигоне показали положительный баланс массы ледника Мушкетова, питающегося наложенным льдом, и наличие мощной (более 3 м) снежно-фирновой толщи в вершинной части ледника Семенова-Тян-Шанского. Данные метеостанции «Ледовая база «Мыс Баранова» и автоматической метеостанции на леднике Мушкетова позволили определить условия накопления льда. Катастрофическая подвижка на запад выводного ледника из ледникового купола Вавилова обусловлена более чем 25-летним периодом преобладания накопления льда, подлёдным рельефом и всплыванием ледника на глубине моря около 40 м.

### Введение

Со времени закрытия гляциологического стационара Арктического и Антарктического научно-исследовательского института (ААНИИ) на архипелаге Северная Земля («Купол Вавилова»), проработавшего в круглогодичном режиме 15 лет (1976–1989 гг.) и ставшего станцией комплексных исследований природной среды Арктики [1], прошло 26 лет. С тех пор систематические иссле-

дования ледников Российской Арктики не проводятся и арктическая наука лишена данных о таком важнейшем компоненте ландшафтов арктических островов, как ледники. Их режим (баланс массы, температура) – чуткое отражение климатических колебаний Арктики. Исследования российских арктических ледников иностранными учёными (в том числе ледников архипелага Северная Земля) с помощью дистанционных методов (спутниковая съёмка, спутниковая аль-

тиметрия) показывают возможную связь режима арктических ледников не только с атмосферой, но и с геофизическими полями Земли [2]. Эти интереснейшие и важные заключения можно проверить и дополнить только путём непосредственных наблюдений на ледниках.

Площадь распространения ледников, время их зарождения и продолжительность существования — важнейшие гляциологические вопросы, на которые помогут ответить новые данные. Парадоксальные выводы о чрезвычайной молодости покровных ледников Северной Земли получены немецкими исследователями в результате российско-германских работ по бурению крупнейшего покровного ледника архипелага — ледника Академии Наук в 1999–2001 гг. Его 3100-летняя история, предполагаемая по результатам изотопно-кислородных исследований керна льда [3], не подтверждается данными исследования перигляциала Северной Земли [4] и находится в явном противоречии с данными российских исследований той же толщи льда этого ледника [5, 6]. Новые исследования ледников Северной Земли должны разрешить это противоречие.

Распад к осени 2012 г. шельфового ледника Матусевича [7] и выдвигание в море на запад ледникового языка из ледникового купола Вавилова — новые свидетельства изменчивого режима ледников. Практическое значение исследования арктических покровных ледников заключается в изучении расходной части баланса ледников в виде айсбергов. Их количество, место, механизм образования и направление дрейфа приобретают важнейшее значение в связи с освоением шельфа Российской Арктики.

### Постановка работ и методика исследований

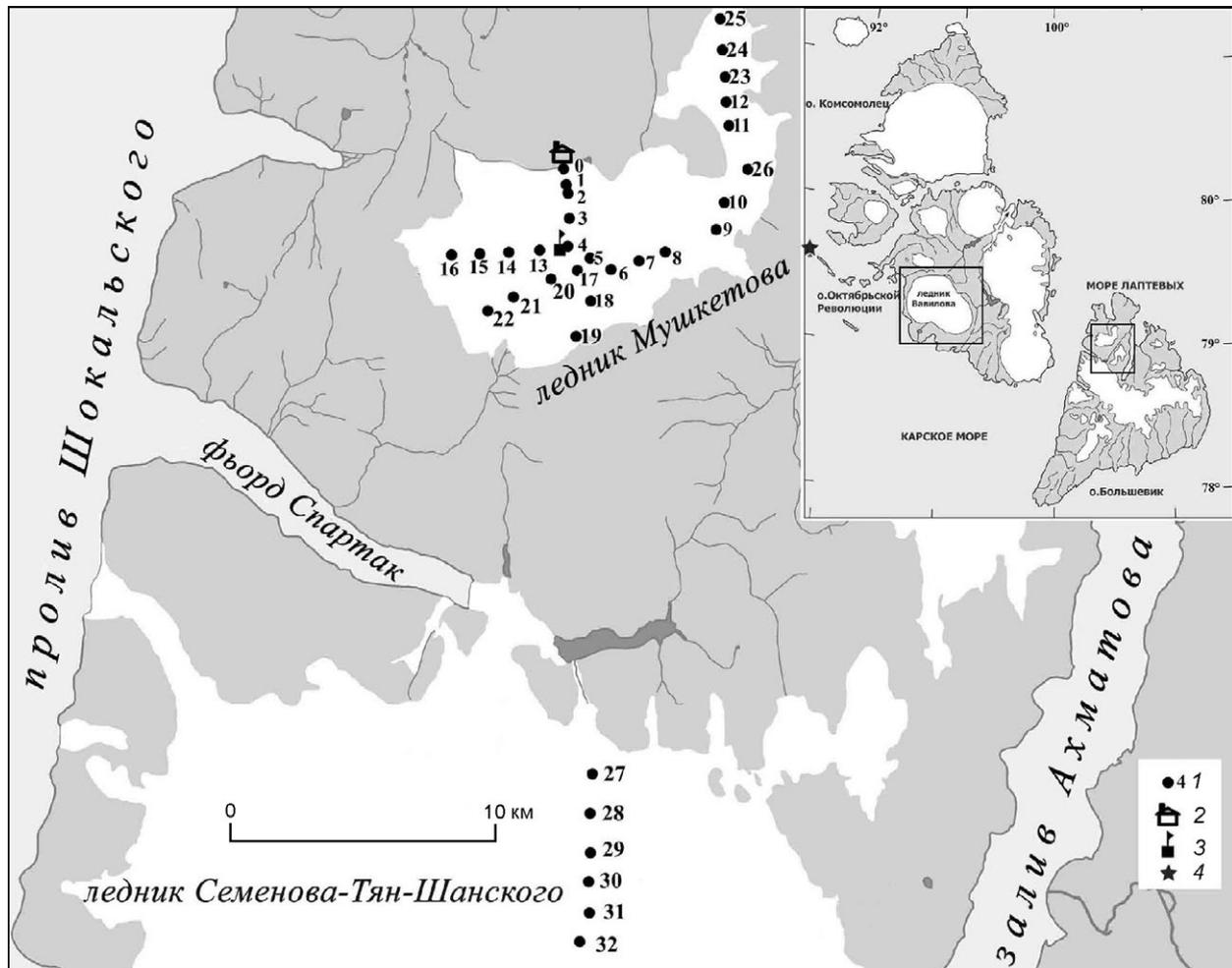
В 2013 г. после 22 лет консервации возобновил работу научно-исследовательский стационар ААНИИ «Ледовая база «Мыс Баранова» [8] в северо-западной части о. Большевик архипелага Северная Земля (координаты 79°16' с.ш., 101°45' в.д.). По мере его насыщения необходимой аппаратурой и специалистами начались комплексные исследования климата, толщи морской воды, ледяного покрова пролива Шокальского, геофизические исследования, гляциологические наблюдения, изучение перигля-

циальной области (гидрология, геоморфология, палеогеография [9]) и экологической обстановки. Стационар превратился в гидрометеорологическую обсерваторию. Гляциологические наблюдения [10] начались в 2014 г. с разбивки снегомерного полигона на ближайшем к стационару леднике Мушкетова. Это — небольшой ледниковый купол площадью около 89 км<sup>2</sup>, высотой до 560 м и толщиной льда около 160 м, который залегают на поверхности выравнивания верхнего денудационного уровня на высоте 400–420 м [4]. К настоящему времени он почти распался на два отдельных ледника площадью 75 и 14 км<sup>2</sup>.

В 2015 г. были продолжены исследования на гляциологическом полигоне имени Л.С. Говорухи (рис. 1), где, кроме ледника Мушкетова, находится северный склон ледника Семенова-Тян-Шанского. Последний имеет высоту до 725 м, расположен южнее ледника Мушкетова и отделён от него тектонической впадиной фьорда Спартак. Он представляет собой часть ледника Ленинградского, но выделяется в отдельный ледниковый комплекс с тремя куполами, 11 выводными ледниками, пятью долинными и одним присклоновым ледником [5].

Задачи разворачивающихся гляциологических исследований — определить современные тенденции развития ледников и восстановить историю развития оледенения архипелага Северная Земля. В мае–октябре 2014 г. на леднике Мушкетова были забурены вехи и проведены весенняя и осенняя снегосъёмки, а в апреле–октябре 2015 г. выполнены натурные исследования, предусматривавшие: дооборудование полигона на леднике Мушкетова дополнительными вехами; установку вех на леднике Семенова-Тян-Шанского; высотную привязку снегомерных вех и установку автоматической метеостанции «НОВО U30–NRC» на леднике Мушкетова; снегомерные съёмки по вехам в мае и октябре на леднике Мушкетова и в мае на леднике Семенова-Тян-Шанского. Все виды работ были подчинены основной цели — расчёту баланса массы ледника Мушкетова в 2013–2015 балансовые годы.

18 составных снегомерных вех, установленных в 2014 г., заменены на цельные дюралюминиевые четырёхметровые трубы диаметром 5 см. Но старые вехи не были демонтированы, а оставались на месте для возможно более точного отсчёта во время измерения толщины снега. Теперь по



**Рис. 1.** Карта фактического материала исследованных ледников (ледниковый купол Вавилова на о. Октябрьской Революции и гляциологический полигон имени Л.С. Говорухи на о. Большевик):

1 – снегомерная вежа и её номер; 2 – гляциологический балок; 3 – место установки автоматической метеорологической станции; 4 – метеостанция «Остров Голомянный»

**Fig. 1.** The map of investigated areas: Vavilov Ice Cap on October Revolution Island and glaciological polygon named after Leonid Govorukha on Bolshevik Island:

1 – snow service mark and its number; 2 – glaciological hat; 3 – automatic meteorological station; 4 – «Ostrov Golomyannyi» meteostation

каждой из двояных вех берутся отсчёты, на основании которых вычисляется средняя толщина снега по вехе. Они расположены примерно в 5 м друг от друга и имеют маркировки М1/1, М1/2, ... М18/1, М18/2. В числителе – номер вехи, в знаменателе номер старой вехи (1) или нового (2) дубликата. Полигон на леднике Мушкетова дооборудован новыми вехами. Новый юго-западный створ оснащён вехами № 20–22. На южном створе, на краю ледника, установлена веха № 19. Северо-восточный створ дооборудован вехой № 26, а на леднике Мушкетова-малый, отделившемся от основного тела ледника островками каменистой

пустыни, между вехами № 26 и 11 поставлены вехи № 23–25 в северной части, имеющей выход в долину безымянной реки, впадающей в залив Микояна. В настоящее время на леднике Мушкетова установлены 27 вех (М0–М26). В 2015 г. проведены геодезические работы для привязки этих вех по высоте и положению в пространстве. На северном склоне ледника Семенова-Тян-Шанского установлены шесть вех (С27–С32).

К октябрю 2015 г. гляциологический полигон имени Л.С. Говорухи оборудован 33 вехами и одним гляциологическим балком, расположенным у подножия северного склона ледника

Таблица 1. Координаты и высотная привязка снегомерных вех на гляциологическом полигоне имени Л.С. Говорухи, архипелаг Северная Земля

Номер вехи	Координаты и высотные отметки		
	северная широта	восточная долгота	высота верха вехи, м
M0	79°06'23.18416"	101°51'06.42200"	399,91
M1/2	79°06'03.72040"	101°51'19.90511"	441,03
M2/2	79°05'52.87251"	101°51'27.21131"	465,09
M3/2	79°05'22.05521"	101°51'28.55055"	516,13
M4/2	79°04'47.58796"	101°51'08.38560"	540,43
M5/2	79°04'31.99752"	101°53'31.51107"	547,13
M6/2	79°04'16.61576"	101°55'42.71893"	559,75
M7/2	79°04'25.06870"	101°58'44.92499"	531,24
M8/2	79°04'34.82179"	102°01'40.69523"	509,95
M9/2	79°04'58.46074"	102°07'17.14093"	513,14
M10/2	79°05'32.04864"	102°08'18.12571"	467,82
M11/2	79°07'06.69751"	102°09'13.94107"	352,55
M12/2	79°07'35.55607"	102°09'06.77643"	395,68
M13/2	79°04'44.38656"	101°48'05.29134"	534,73
M14/2	79°04'43.85629"	101°44'45.26385"	467,79
M15/2	79°04'43.50967"	101°41'37.03198"	406,57
M16/2	79°04'43.70507"	101°38'32.25234"	328,50
M17/2	79°04'17.38656"	101°52'04.78398"	530,25
M18/2	79°03'38.90283"	101°53'21.85323"	504,80
M19	79°02'56.00117"	101°51'34.52746"	386,82
M20	79°04'08.03147"	101°49'10.40556"	505,78
M21	79°03'48.50683"	101°45'00.57487"	472,11
M22	79°03'32.54055"	101°42'11.05465"	413,48
M23	79°08'06.75937"	102°09'08.33923"	391,51
M24	79°08'39.86282"	102°09'01.19511"	413,13
M25	79°09'18.71498"	102°08'57.62484"	363,97
M26	79°06'10.92007"	102°11'02.79016"	416,43
C27*	78.89868°	101.85038°	570
C28*	78.88526°	101.84275°	654
C29*	78.87175°	101.83965°	704
C30*	78.86183°	101.83437°	732
C31*	78.85115°	101.83293°	726
C32*	78.84148°	101.81328°	704

\*Вехи ледника Семенова-Тян-Шанского (С27–С32) имеют привязку, выполненную портативным GPS-приёмником, и сравнительно невысокую точность. Все остальные вехи привязаны к спутниковой геодезической сети ААНИИ в системе координат и высот World Geodetic System 1984 (WGS84).

Мушкетова. Вехи имеют географическую и высотную привязку (табл. 1). Работы на полигоне выполнялись в конце периода накопления снега (май) и при окончании таяния (август–сентябрь). Измерялась высота вех надо льдом, весной проводилось описание снежной толщи около вех с измерением плотности снежного покрова весовым снегомером.

Создание спутниковой геодезической сети ААНИИ (СГС ААНИИ) на стационаре и исследованных объектах велось методом спутниковой геодезии с применением спутникового геодезического оборудования Sokkia GRX–2. СГС ААНИИ построена на референц-эллипсоиде и системе координат и высот World Geodetic System 1984 (WGS84), так как на момент работ у исполнителей в распоряжении не было координат и высот пунктов в российских системах координат и Балтийской системе высот. За исходный принят пункт государственной геодезической сети (ГГС) № 5776, расположенный в 5 км к востоку от стационара.

### Результаты исследований

Снегосъёмки в конце периода накопления снега (май–июнь) и в конце периода абляции (сентябрь–октябрь) 2014 и 2015 г. позволили подсчитать баланс массы ледника Мушкетова. Балансовые характеристики приведены в табл. 2. Для расчёта баланса, накопления и абляции использованы данные по всем вехам, кроме вех № 0, 11, 12, 23–25. Нулевая веха расположена у подножия северного склона ледника и не даёт представления о соотношении аккумуляции и расхода массы, так как установлена в пределах канала стока ледниковых вод. Вехи 11, 12, 23–25 находятся в пределах ледникового купола Мушкетова-малый, который в настоящее время почти отделился от основного ледника. Баланс отделившейся части ледника будет подсчитываться отдельно.

**Ледник Мушкетова**, максимальная высота которого у вехи № 6 составляет 558 м по данным геодезических измерений 2015 г., а площадь менее 90 км<sup>2</sup> [11], находится в условиях, когда в период лета весь снег на леднике стает. Но далеко не вся образовавшаяся вода стекает к подножию ледника. В летнее время в условиях частого перехода температуры воздуха через 0 °С формируется наложенный лёд, толщина которого и определяется в конце периода таяния. В 2014 г. по данным 16 вех на леднике в среднем накопилось 3,9 см наложенного льда, что эквивалентно слою воды толщиной 35,5 мм. В период таяния воды стекло 193,4 мм. В 2015 г. по данным 21 вехи наложенного льда накопилось в среднем 171 мм (в слое воды), а стекло – 123 мм. В 2014 г. область пита-

Таблица 2. Балансовые характеристики ледника Мушкетова в 2014–2015 гг. (римские цифры – месяцы)

Номер вехи	2014 г.				2015 г.			
	Толщина снега, см, V	Снег в слое воды, мм, V	Слой льда, см**, V–X	Слой воды, мм**, V–X	Толщина снега, см*, V	Снег в слое воды, мм*, V	Слой льда, см*, V–IX	Лёд в слое воды, мм*, V–IX
M0		0	17	156	97	407	7	64
M1	65	214,5	–9	–83	72	274	–2	–18
M2	72	237,6	0	0	77	300	6,5	60
M3	64	185,6	–11	–101	76	236	28	257
M4	78	249,6	12	110	93	381	37,5	344
M5	74	236,8	13	119	79,5	302	39	358
M6	70	224	25	229	75	278	34,5	316
M7	77	223,3	26	238	68,5	253	31	284
M8	74	251,6	20	183	69	255	30	275
M9	52	156	10	92	69,5	278	32,5	298
M10	71	241,4	10	92	75	308	25	229
M11	65	195	–23	–211	80	240	–8,5	–78
M12	71	234,3	–8	–73	87,5	341	18,5	170
M13	86	283,8	14	128	71	185	15	138
M14	84	243,6	–11	–101	83	340	9,5	87
M15	78	234	–9	–83	75	308	–8	–73
M16	75	232,5	–15	–138	86	353	–5	–46
M17	70	224	7	64	74,5	298	28	257
M18	70	224	–20	–183	83	332	28,5	261
M19					69	228	–19	–174
M20					81	308	29	266
M21					91,5	348	24	220
M22					85,5	308	2	18
M23			–		71	220	18	165
M24					80,5	298	34	312
M25					80	304	19	174
M26					81	300	25	229
Среднее по всем вехам***	72,5	228,9	3,9	35,5	77,9	293,8	18,6	170,7

\*Для вех M1–M18 – средние значения по двум вехам. \*\*Отрицательное значение слоя льда и воды соответствует стаиванию, положительное – намерзанию. \*\*\*Средние значения по вехам приведены без учёта вех № 0, 11, 12, 23–25.

ния охватила только вершину ледникового купола (нижняя граница от 450 до 510 м), а в 2015 г. – его основную часть (рис. 2). При этом нижняя граница питания снизилась до 440 м. Отделяющийся ледниковый купол Мушкетова-малый в 2014 г. находился полностью в условиях абляции, а в 2015 г. его вершина выше отметок 390 м попала в область аккумуляции и там накопилось 171 мм наложенного льда в водном эквиваленте.

Ряды данных гидрометеорологической станции «Ледовая база «Мыс Баранова» и автоматической метеостанции, установленной на леднике в период абляции, позволили получить гляциоклиматические характеристики современного ледника Мушкетова. Несмотря на большее количество осадков, выпавших на базе в 2013–2014 балансовом

году по сравнению с 2014–2015 балансовым годом (табл. 3), снега на леднике к июню 2015 г. накопилось больше по сравнению с июнем 2014 г., что способствовало большому запасу осадков на леднике к началу сезона абляции (299 мм в 2015 г. против 229 мм в 2014 г., см. табл. 2). Лето 2015 г. выдалось значительно более тёплым по сравнению с 2014 г. Средняя температура воздуха в июне–августе на базе составила 0,9 °С, а на леднике –0,5 °С. Лето 2014 г. на базе характеризовалось средней температурой 0,1 °С (см. табл. 3).

Сумма положительных температур воздуха в 2015 г. на леднике оказалась на 300 °С меньше по сравнению с аналогичным показателем ряда гидрометеорологической станции на «Ледовой базе «Мыс Баранова» (табл. 4). Этого атмосферного тепла



Таблица 3. Количество осадков, мм (числитель) и средне-месячная температура воздуха, °С (знаменатель) по данным гидрометеороbservатории «Ледовая база «Мыс Баранова» за 2013–2015 балансовые годы

Год, месяц	Осадки, мм/ температура, °С	Год, месяц	Осадки, мм/ температура, °С
2013, IX	—	2014, IX	14,3/–1,7
2013, X	24,0/–11,6	2014, X	24,2/–9,3
2013, XI	38,2/–16,3	2014, XI	8,1/–22,9
2013, XII	18,6/–23,1	2014, XII	7,5/–21,8
2014, I	24,3/–29,2	2015, I	20,0/–27,2
2014, II	58,5/–22,6	2015, II	39,1/–23,4
2014, III	56,2/–18,3	2015, III	53,8/–21,3
2014, IV	69,3/–17,5	2015, IV	14,9/–14,6
2014, V	36,8/–8,1	2015, V	5,9/–11,2
2014, VI	21,3/–2,0	2015, VI	12,0/0,1
2014, VII	51,9/0,8	2015, VII	18,8/1,5
2014, VIII	40,1/0,8	2015, VIII	29,2/1,2

выводной язык. С 1952 по 1985 г. он продвинулся на 400 м [4]. С середины 1980-х годов до августа 2013 г. выдвигание составило 3,2 км. На рис. 4 представлена динамика продвижения выводного языка в последние годы по данным космических съёмки. С августа 2013 г. по май 2014 г. фронт ледника выдвинулся на 650 м и продвижение почти прекратилось до сентября 2014 г. С сентября 2014 г. по сентябрь 2015 г. продвижение фронта в сторону моря составило 4600 м, а с сентября 2015 г. по январь 2016 г. — ещё 3000 м.

Таблица 4. Суммы положительных температур воздуха по данным гидрометеороbservатории «Ледовая база «Мыс Баранова» (23 м над ур. моря) в 2014 и 2015 гг., а также автоматической метеостанции на леднике Мушкетова (540 м над ур. моря) в 2015 г. в сезон абляции\*

Месяцы	Суммы положительных температур воздуха, °С	
	2014 г.	2015 г.
VI	23,7	141,2/105,7*
VII	231,7	403,3/399,6*
VIII	308	344,3/195,3*
IX	21,3	135,1/21,5*
VI–IX	584,7	1023,9/722,1

### Обсуждение результатов

Непосредственные наблюдения на гляциологическом полигоне показали благоприятные условия питания ледников Мушкетова и Семенова-Тян-Шанского в 2013–2015 гг. Первые результаты пока не позволяют детализировать процессы питания—абляции на изучаемых ледниках, и эта задача — ближайших сезонов исследований. На вершине ледника Мушкетова в последние два года преобладают процессы, характерные для инфильтрационно-конжеляционной зоны питания с образованием наложенного льда в течение летних сезонов. На карте типов ледников и зон льдообразования Атласа Арктики [12] ледник Семенова-Тян-Шанского отмечен только ледяной

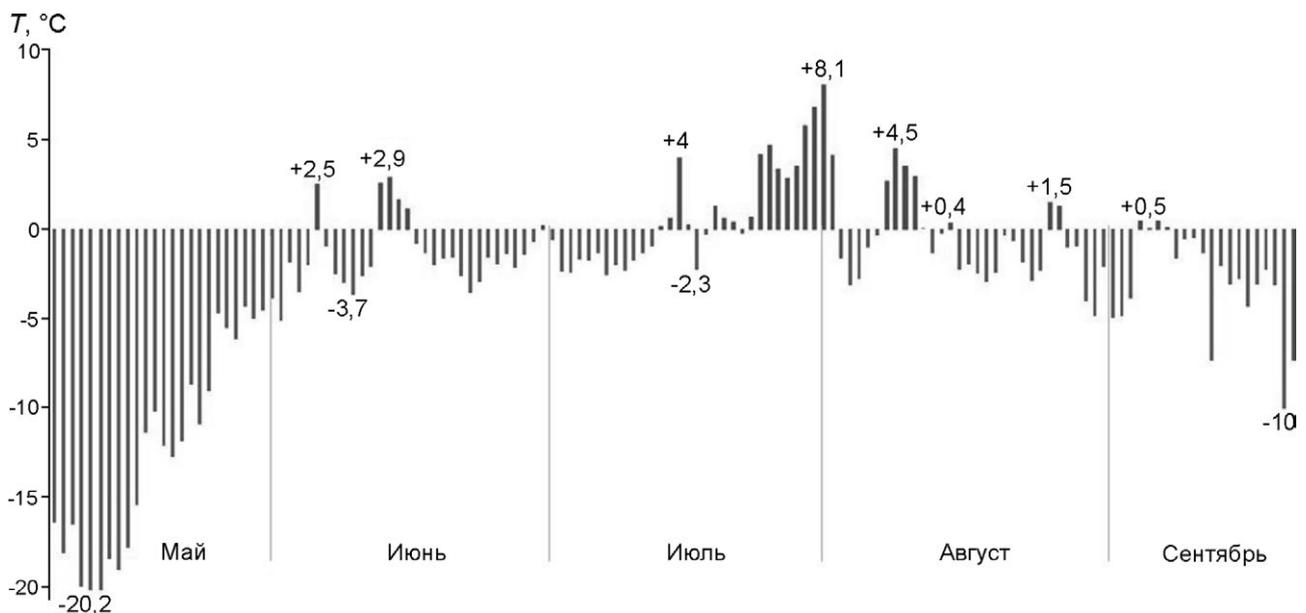
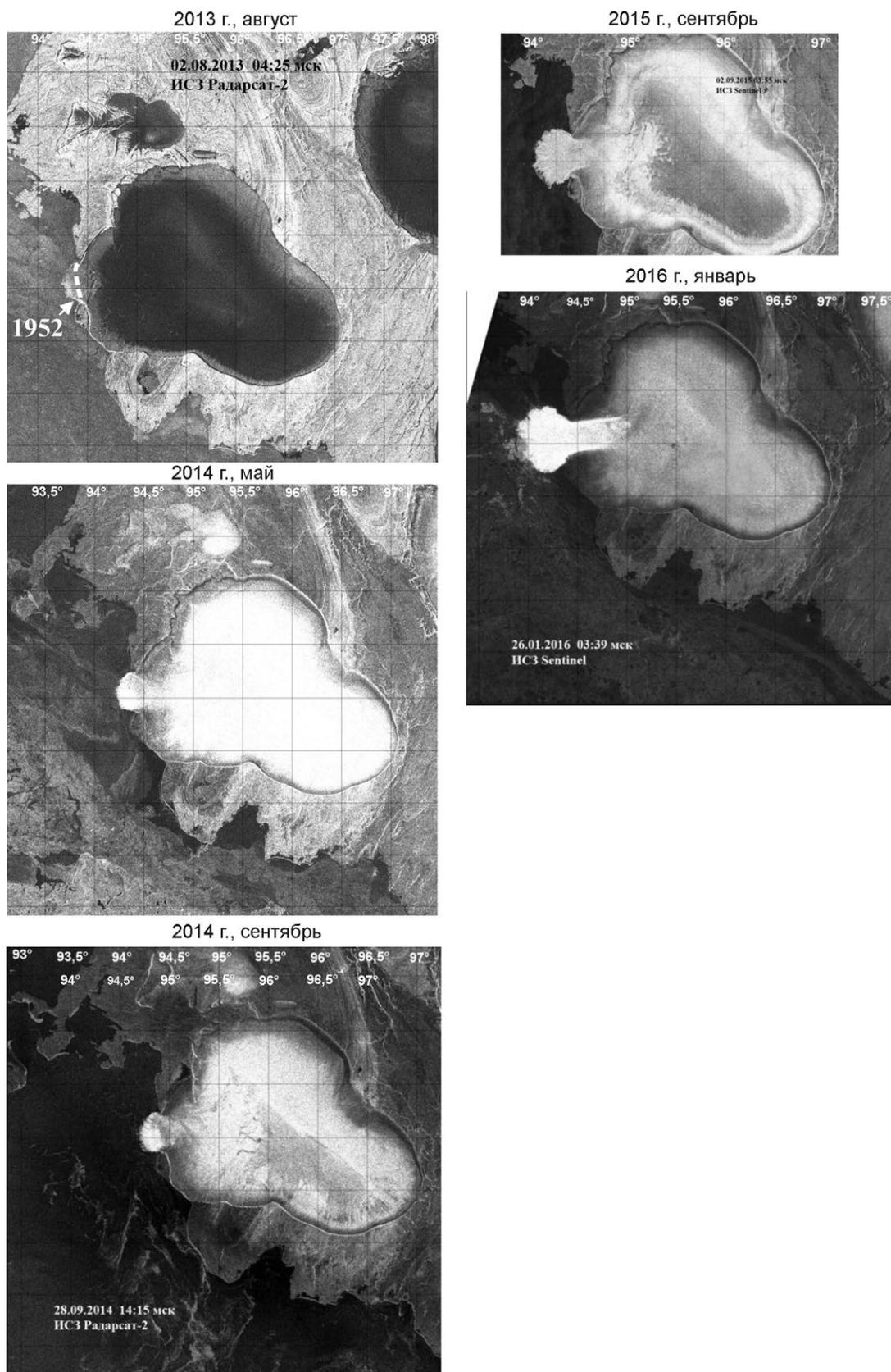
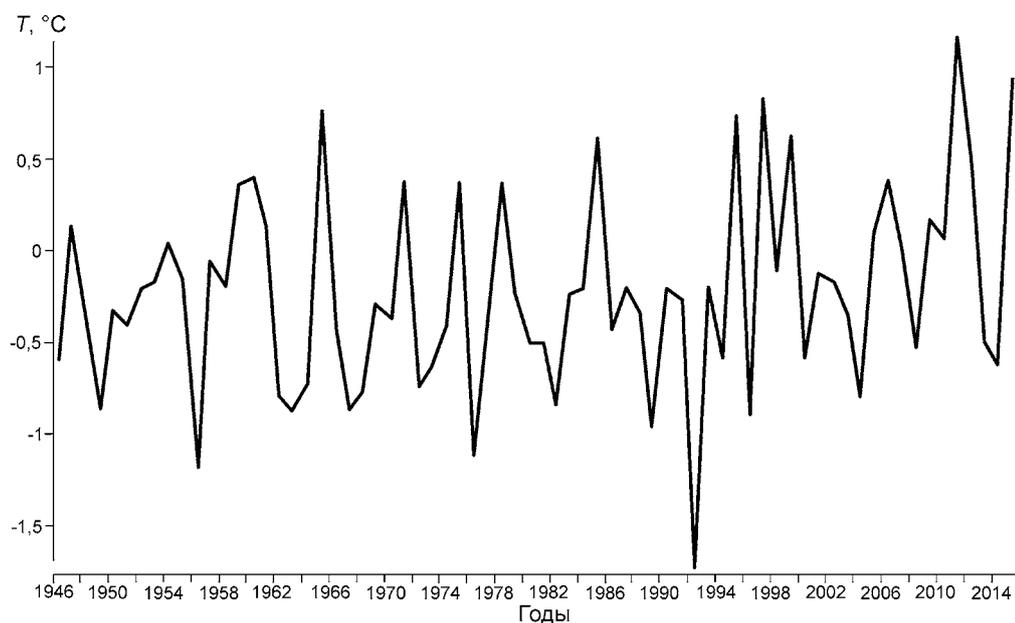


Рис. 3. Среднесуточные температуры воздуха на леднике Мушкетова в сезон абляции 2015 г.

Fig. 3. The average daily air temperature on Mushketov Glacier for the ablation season of 2015



**Рис. 4.** Динамика катастрофической подвижки ледника Вавилова  
**Fig. 4.** Dynamic of outlet glacier surge from Vavilov Ice Cap



**Рис. 5.** Средние летние (июнь–август) температуры воздуха по данным полярной станции «Остров Голомянный»  
**Fig. 5.** The average summer (June–August) air temperatures according to the data of the polar station «Ostrov Golomyannyi»

зоной питания, однако в настоящее время на его вершине существует и фирново-ледяная зона питания. Ледник Мушкетова на той же карте полностью находится в области абляции, но сейчас (по крайней мере, в 2014–2015 гг.) на нём аккумулируется с положительным балансом наложенный лёд.

Так как ледники о. Большевик локализованы в зоне наиболее высокого расположения снеговой границы и представляют собой наиболее южные ледники архипелага, можно предположить, что условия питания ледников на островах Октябрьской Революции, Комсомолец и Пионер в 2014–2015 гг. также были благоприятными. В эти годы летом отмечалась очень разная температура (данные прибрежной метеостанции «Остров Голомянный»): 2014 г. – отрицательная ( $-0,6\text{ }^{\circ}\text{C}$ ); 2015 г. – положительная ( $0,9\text{ }^{\circ}\text{C}$ ) (см. рис. 1 и 5). Однако на высоте более 400 м, даже при сравнительно тёплом лете 2015 г., условия для таяния снега и льда были неблагоприятны – стаявший снег переходил в наложенный лёд (см. рис. 3). По наблюдениям на стационаре ледника Вавилова показано, что интенсивность таяния снега, фирна и льда на поверхности арктических ледников тесно связана с суммой положительных температур воздуха [4]. Судя по довольно низким летним температурам воздуха ( $-0,5\text{ }^{\circ}\text{C}$ ) на прибрежной метеостанции, и в 2013 г. таяние на ледниках в области питания способствовало не стоку воды, а её замерзанию. Таким образом, в прошедшие три года после аномально тё-

плых, дождливых, ветреных летних сезонов 2011 и 2012 гг., когда разрушился шельфовый ледник Матусевича [7] и, вероятно, заметно стаяли ледниковые купола, обстановка с накоплением снега и льда на ледниках архипелага изменилась в сторону их стабилизации и накопления массы.

Чрезвычайно интересны результаты дистанционных исследований ледников Северной Земли за период с 1981 по 2008 г. [2]. По мнению авторов этого исследования, снегонакопление на архипелаге связано с резкими перепадами аномалий силы тяжести. Исследуемые зоны приурочены к полосе, протягивающейся с юго-востока (от ледника Кропоткина на о. Большевик) на северо-запад (ледниковый купол о. Шмидта). В эту зону попадают ледники Вавилова, Альбанова и Академии Наук. Именно эти ледники в ближайшие годы могут двинуться, особенно на контакте с морем (ледник о. Шмидта, юго-западная часть ледника Академии Наук).

Что касается выдвигания в море языка ледникового купола Вавилова на о. Октябрьской Революции, то этот процесс, хотя и возник довольно быстро (2013–2016 гг.) и продолжает развиваться, но был подготовлен значительным накоплением массы ледника Вавилова в его юго-западной части. Снегомерные данные 1988–1990 балансовых годов показали повышенное накопление снега на юго-западном склоне ледника [4]. Прекращение работы гляциологического стационара ААНИИ «Купол Вавилова» не позволило по-

лучить количественные данные по накоплению массы, вызвавшей столь интересное явление, как выдвигание ледникового языка в море. Однако «выстрел» выводного ледника на запад несомненно был обусловлен накоплением массы в южной и западной частях ледника Вавилова в течение последних лет, а начало этого процесса было зафиксировано последними снегомерными съёмками 1988–1990 гг., выполненными на гляциологическом стационаре [4].

Несмотря на мозаичность поведения поперечности ледника Вавилова, которая установлена спутниковыми альтиметрическими наблюдениями в период 1981–2008 гг., в целом ледник увеличивал свою высоту [2], а следовательно, и массу. Этому способствовал и значимый положительный тренд количества осадков с 1980-х годов до настоящего времени по данным метеостанций на побережье Карского моря [13]. Кроме того, место выдвигания ледникового языка связано с подлёдным рельефом. Общий уклон рельефа подлёдного ложа с северо-востока на юго-запад способствует стеканию льда именно в юго-западном направлении, а переуглубление под ледниковым языком ниже уровня моря точно определило место выхода ледниковых масс в море. С 1952 по 1985 г. положение этой части ледника (фронт шириной до 9 км) было более или менее стабильным с медленным движением (400 м за 35 лет), и этот край налегал на морское дно, глубина которого составляла около 20 м. Однако накапливавшиеся на южных и западных склонах ледника снег и лёд в течение последних двух–трёх десятилетий должны были найти выход из границ ледника, практически полностью лежащего на суше. На юг и запад ледник наступает, но медленно ввиду невозможности быстрого движения при отрицательных температурах на ложе и примерзания ледника к нему. Выход льда стал возможен только на западе, где ледник при расширении границ частично всплыл. И этот момент ознаменовался катастрофически быстрым выбросом льда в море. До августа 2013 г. кромка медленно выдвигавшегося ледника находилась на глубине около 35 м. В сентябре 2014 г. она залегала на глубине 38–40 м. Именно в этот момент случился выброс, и ледник за год, с сентября 2014 по сентябрь 2015 г., продвинулся на 4,6 км, достигнув фронтом глубины 50 м. К январю 2016 г. свободно плавающая на глубинах около 60 м фронтальная часть

ледника выдвинулась ещё на 3 км, и в ближайšie год–два она заметно продвинется к западу, формируя значительное число айсбергов. Предсказать точное положение фронта ледника в ближайшем будущем трудно из-за отсутствия данных о массе накопившегося льда. Однако благоприятные условия для накопления массы ледников в 2014–2015 гг., установленные по данным наблюдений на леднике Мушкетова, позволяют предположить, что и последние два года накопленные массы ледника дадут этому движению на запад дополнительный импульс. В тёплый период 2016 г. и в последующие годы описанный выводной ледник будет активно разрушаться и продуцировать большое число айсбергов вокруг всего архипелага и в его проливах. Эти события позволяют предположить, что и в прошлом именно в этом месте (западная кромка ледника) происходили подобные события, а ледник Вавилова можно отнести к пульсирующим ледникам.

## Выводы

В 2014 и 2015 г. баланс массы ледника Мушкетова был положительным, что обеспечивалось достаточным запасом снега, выпавшего в зимние сезоны, и низкой температурой воздуха летом. Частые переходы температуры воздуха через 0 °С привели к замерзанию части воды из растаявшего на леднике снежного покрова и преобразованию её в наложенный лёд. На леднике Мушкетова выпадение и распределение осадков по площади и во времени значительно отличается от количества осадков, фиксируемого на ближайшей метеостанции (гидрометеообсерватория «Ледовая база «Мыс Баранова»). На вершине ледникового купола Семенова-Тян-Шанского обнаружена фирново-ледяная зона питания с мощностью фирна и снега не менее 3 м.

В целом метеорологические факторы на архипелаге Северная Земля в 2014–2015 гг. были благоприятными для накопления массы снега и льда на ледниковых куполах. Катастрофическое выдвигание на запад выводного ледника ледникового купола Вавилова обусловлено длительным накоплением массы льда на южном и западном склонах купола, начало которого зафиксировано в 1988–1990 гг., а также подлёдным рельефом, перекрытым ледниковым куполом.

## Литература

1. *Говоруха Л.С.* Исследования Североземельского гляциологического стационара // Тр. ААНИИ. 1981. Т. 367. С. 5–8.
2. *Sharov A.I., Tyukavina A.Yu.* Mapping and interpreting glacier changes in Severnaya Zemlya with the aid of differential interferometry and altimetry // Proc. of the International Workshop “Fringe 2009 Workshop”, Frascati, Italy, 30 November–4 December 2009 (ESA SP–677, March 2010).
3. *Opel T., Fritzsche D., Meyer H.* Eurasian Arctic climate over the past millennium as recorded in the Akademii Nauk ice core (Severnaya Zemlya) // *Climate of the Past*. 2013. № 9. P. 2379–2389. doi 10.5194/cp–9–2379–2013.
4. *Большаинов Д.Ю., Макеев В.М.* Архипелаг Северная Земля – оледенение, история развития природной среды. СПб.: Гидрометеоздат, 1995. 217 с.
5. *Клементьев О.Л., Николаев В.И., Потапенко В.Ю., Саватюгин Л.М.* Внутреннее строение и термодинамическое состояние ледников Северной Земли // МГИ. 1992. Вып. 73. С. 103–109.
6. *Котляков В.М., Николаев В.И., Коротков И.М., Клементьев О.Л.* Климатостратиграфия голоцена ледниковых куполов Северной Земли // *Стратиграфия и корреляция четвертичных отложений Азии и Тихоокеанского региона*. М., 1991. С. 100–112.
7. *Sharov A., Nikolskiy D., Troshko K., Zaprudnova Z.* Interferometric control for mapping and quantifying the 2012 breakup of Matusevich Ice Shelf, Severnaya Zemlya // Proc. of the International Workshop Fringe 2015, Esrin, Frascati, Italy. ESA SP–731, 9 p. doi 10.13140/RG.2.1.2444.9121.
8. *Макштан А.П., Соколов В.Т.* Научно-исследовательский стационар «Ледовая база «Мыс Баранова» – летний полевой сезон 2014 г. // *Российские полярные исследования*. 2014. № 3 (17). С. 10–12.
9. *Федоров Г.Б.* Возобновление палеогеографических исследований на Северной Земле // *Российские полярные исследования*. 2015. № 1 (19). С. 7–9.
10. *Большаинов Д.Ю., Булатов Р.К.* Возобновление гляциологических исследований на архипелаге Северная Земля // *Российские полярные исследования*. 2014. № 3 (17). С. 14–17.
11. Каталог ледников СССР. Т. 16. Ч. 1 Северная Земля. Ч. 2. Горы Бырранга (п-ов Таймыр). Ч. 7. Остров Ушакова. Л.: Гидрометеоздат, 1980. 80 с.
12. Атлас Арктики. М.: изд. ГУГК, 1985. С. 105.
13. Обзор гидрометеорологических процессов в Северном Ледовитом океане 2014. СПб.: изд. ААНИИ, 2015. С. 32.

## References

1. *Govorukha L.S.* Investigations of Severnaya Zemlya glaciological station. *Trudy AANII*. Annals of the AARI. 1981. 367: 5–8. [In Russian].
2. *Sharov A.I., Tyukavina A.Yu.* Mapping and interpreting glacier changes in Severnaya Zemlya with the aid of differential interferometry and altimetry. Proc. of the International Workshop ‘Fringe 2009 Workshop’, Frascati, Italy, 30 November – 4 December 2009 (ESA SP–677, March 2010).
3. *Opel T., Fritzsche D., Meyer H.* Eurasian Arctic climate over the past millennium as recorded in the Akademii Nauk ice core (Severnaya Zemlya). *Climate of the Past*. 2013, 9: 2379–2389. doi 10.5194/cp–9–2379–2013.
4. *Bolshiyarov D.Yu., Makeev V.M.* *Arhipelag Severnaya Zemlya: oledeniye, istoriya razvitiya priroidnoy sredy*. Severnaya Zemlya Archipelago: glaciations, environment history. St.-Petersburg: Hydrometeoizdat, 1995: 217 p. [In Russian].
5. *Klementiev O.L., Nikolaev V.I., Potapenko V.Yu., Savatuygin L.M.* Internal structure and thermodynamic condition of Severnaya Zemlya glaciers. *Materialy glytsiologicheskikh issledovaniy*. Data of Glaciological Studies. 1992, 73: 103–109. [In Russian].
6. *Kotlyakov V.M., Nikolaev V.I., Korotkov I.M., Klementiev O.L.* Holocene climate stratigraphy of Severnaya Zemlya ice caps. *Stratigrafiya i korrelyatsiya chetvertichnykh otlozheniy Azii i Tikhookeanskogo regiona*. Stratigraphy and correlation of Quaternary deposits in Asia and in Pacific Ocean region. Moscow, 1991: 100–112. [In Russian].
7. *Sharov A, Nikolskiy D, Troshko K., Zaprudnova Z.* Interferometric control for mapping and quantifying the 2012 breakup of Matusevich Ice Shelf, Severnaya Zemlya. Proc. of the International Workshop Fringe 2015, Esrin, Frascati, Italy. ESA SP–731, 9 p. doi: 10.13140/RG.2.1.2444.9121
8. *Makhtas A.P., Sokolov V.T.* “Cape Baranov Ice base” scientific station in summer season of 2014. *Rossiyskie polyarnye issledovaniya*. Russian Polar Investigations. 2014, 3 (17): 10–12. [In Russian].
9. *Fedorov G.B.* Revival of paleogeographical investigations on Severnaya Zemlya Archipelago. *Rossiyskie polyarnye issledovaniya*. Russian Polar Investigations. 2015, 1 (19): 7–9. [In Russian].
10. *Bolshiyarov D.Yu., Bulatov R.K.* Revival of glaciological investigations on Severnaya Zemlya Archipelago. *Rossiyskie polyarnye issledovaniya*. Russian Polar Investigations. 2014, 3 (17): 14–17. [In Russian].
11. *Katalog lednikov SSSR*. USSR Glacier Inventory. V. 16. Pt. 1 Severnaya Zemlya. Pt. 2 Byrranga Mountains. Pt. 7 Ushakov Island. Leningrad: Hydrometeoizdat, 1980: 80 p. [In Russian].
12. *Atlas Arktiki*. Atlas of the Arctic. Moscow: Main Administration of Geodesy and Cartography, 1985: 204 p. [In Russian].
13. *Obzor gidrometeorologicheskikh protsessov v Severnom Ledovitom okeane 2014*. Review of hydrometeorological processes in the Arctic Ocean in 2014. Saint–Petersburg: AARI, 2015: 32. [In Russian].

# СНЕЖНЫЙ ПОКРОВ И СНЕЖНЫЕ ЛАВИНЫ

УДК 551.578.46

doi:10.15356/2076-6734-2016-3-369-380

## Расчёт характеристик снежного покрова равнинных территорий с использованием модели локального теплообмена SPONSOR и данных реанализа на примере Московской области

© 2016 г. Д.В. Турков\*, В.С. Сократов

Институт географии РАН, Москва

\*turkovdv@yandex.ru

## Calculating of snow cover characteristics on a plain territory using the model SPONSOR and data of reanalyses (by the example of Moscow region)

D.V. Turkov\*, V.S. Sokratov

Institute of Geography, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia

\*turkovdv@yandex.ru

Received 14 April, 2016

Accepted May 19, 2016

**Keywords:** meteorological reanalysis, Model SPONSOR, simulation of snow mass, snow depth, spatial distribution of snow cover, water equivalent.

### Summary

The technique for calculating the snow cover characteristics (a water equivalent and a snow cover thickness) with high spatial and time resolution on spacious plains is proposed. The model SPONSOR of local heat- and moisture exchange (Land-Surface Model, LSM) and data of reanalyses NCEP/DOE and ECMWF ERA-Interim were used for calculations. The above characteristics of the snow cover on the test area of the Moscow region were calculated using this method over the period 1979–1996. The results were compared with actual data of the snow gauge stations and with data on snow cover, derived directly from reanalysis. The data from the NCEP/DOE reanalysis did not show satisfactory agreement with data of the observations for both the water equivalent and the thickness (Fig. 1, б and Fig. 2, б): deviations reached 60–70%. Monthly mean values of snow water equivalent from the ERA-Interim reanalysis were in a good agreement with the observations, but the snow thicknesses were reproduced much worse. At the same time, using the LSM SPONSOR with input meteorological data from the reanalyses allowed obtaining the snow cover characteristics which were in a good agreement with data of the observations for both the monthly means and individual daily values. The correlation coefficients with the data of snow gauge surveys increased, on the average, up to 0.83–0.89 for the water equivalent, and up to 0.85–0.91 for the snow depth (see the Table in the text). Especially good results were obtained when meteorological data from the ERA-Interim reanalysis were used together with the LSM SPONSOR (Fig. 1, в and Fig. 2, в). It allows us to conclude that meteorological data from the ERA-Interim reanalysis together with data of regular observational network can be used as an additional source of information for calculations of the snow characteristics. This conclusion is especially important for areas with sparse network of regular observations.

Поступила 14 апреля 2016 г.

Принята к печати 19 мая 2016 г.

**Ключевые слова:** моделирование водного эквивалента снега, модель SPONSOR, реанализ, толщина и пространственное распределение снежного покрова.

Предложена методика расчёта характеристик снежного покрова с высоким пространственным и временным разрешением с использованием модели локального теплообмена (Land-Surface Model, LSM) SPONSOR и метеоданных реанализов NCEP/DOE и ECMWF ERA-Interim. Выполнены расчёты для тестового региона Московской области за период 1979–1996 гг. и проведено сравнение с данными наблюдений и реанализа. Данные о снежном покрове из реанализа существенно отличаются от данных наблюдений. Использование модели SPONSOR с входными метеоданными, взятыми из реанализа ECMWF ERA-Interim, позволяет получить характеристики снежного покрова с высоким пространственным и временным разрешением, которые хорошо согласуются с данными наблюдений.

## Введение

Развитие методов получения достоверной информации о снежном покрове с высоким пространственным и временным разрешением на обширных территориях приобретает большое значение в связи с высокой естественной пространственно-временной изменчивостью снежного покрова и его быстрыми направленными изменениями под действием меняющегося климата. Благодаря экстремальным теплофизическим характеристикам, большой изменчивости параметров и продолжительности залегания на обширных площадях суши снежный покров влияет практически на все процессы взаимодействия атмосферы с подстилающей поверхностью умеренных и высоких широт в холодное время года [1–3]. Влияние потепления климата на снежный покров (более ранний сход снега, уменьшение периода с устойчивым снежным покровом) может привести к серьёзному воздействию на естественные и антропогенные системы. Снежный покров в горных районах и на равнинах, в регионах с умеренным климатом весьма чувствителен к температурным флуктуациям, поэтому такие регионы наиболее вероятно пострадают от возможного усиления снеготаяния [4, 5]. Изменения в режиме снегонакопления и снеготаяния влияют на водные ресурсы (изменение уровня весеннего половодья, увеличение потенциала для испарения) и отрасли экономики, зависящие от них. К ним относятся гидроэнергетика и сельское хозяйство [6].

В настоящее время основной источник информации о снежном покрове — данные сети метеонаблюдений. На станциях регулярной сети в основном измеряется только толщина снежного покрова, измерения же водного эквивалента методом маршрутных снегосъёмок проводятся только на специализированных станциях, неравномерно расположенных по территории России: при достаточно высокой плотности станций на Европейской России (особенно в её южной части) их намного меньше на севере России, в Сибири и на Дальнем Востоке. Методика выполнения снегомерных съёмок описана, например, в работе [7], там же приведены карты с расположением станций наблюдений за снежным покровом. Кроме того, ряды параметров снежного покрова, полученные на станциях снегомерных съёмок, часто имеют разную продолжительность и перерывы, что требует до начала их использования привлечения методов восстановления непрерывности и однородности ряда. Кроме того, при переходе от наблюдений в точке к пространствен-

ному распределению свойств снега на обширных территориях следует использовать методы интер- и экстраполяции, имеющие ограниченную точность, особенно в случае редкой сети станций [8].

Один из способов восполнения отсутствующей информации, особенно для обширных площадей, — использование спутниковых данных [5, 9]. Однако их качество в области получения дополнительной информации о толщине и водном эквиваленте снежного покрова невысокое [10]. Другой путь получения дополнительной информации о свойствах снежного покрова — привлечение методов моделирования. Разработано достаточно много численных моделей снежного покрова. Некоторые из них весьма сложны и учитывают большинство физических процессов в снежной толще на кристаллическом и/или молекулярном уровне [11, 12 и др.]. Снежный покров, как правило, моделируется вместе с гидротермическим режимом почвы, а нередко и с учётом сезонной динамики растительности. В наиболее продвинутые модели снежного покрова встроены процедуры выделения специфических слоёв снега (ледяные корки, глубинная изморозь и т.д.) и их эволюция в течение сезона.

В большинстве современных моделей климата используются упрощённые схемы расчёта характеристик снежного покрова; набор описываемых процессов и подробность их описания диктуются поставленными задачами [13–20 и др.]. Подробный обзор и сравнение моделей снежного покрова (как автономных, так и интегрированных в модели климата) приведены в работе [2]. Важным этапом в развитии численного моделирования снежного покрова стал Международный эксперимент по сравнению моделей снежного покрова SnowMIP [18, 21], в процессе которого было показано, что при наличии входных метеоданных высокого качества многие современные модели снежного покрова способны удовлетворительно воспроизвести характеристики снега (прежде всего его толщину и водный эквивалент) в разных природных зонах. Именно развитие системы знаний о физических закономерностях формирования и методах моделирования снежного покрова позволяет рассчитать его характеристики на основе данных регулярной сети метеонаблюдений — более густой по сравнению с сетью станций снегомерных съёмок. Вместе с тем в информации, поставляемой регулярной сетью, отсутствуют некоторые важные для работы моделей данные, а именно: потоки коротко- и длинноволновой радиации. Их следует восполнять из других источников.

Ещё один источник метеоданных, используемых в качестве входных параметров для работы

моделей снежного покрова, — современные реанализы высокого пространственно-временного разрешения. Преимущество реанализов состоит в полноте и однородности предоставляемых данных (включая солнечную и длинноволновую радиацию), в глобальном охвате, включая области с недостаточной регулярной сетью метеостанций. Последним версиям свойственно высокое пространственное (до  $0,75^\circ$  по широте и долготе) и временное (до шести часов) разрешение. Однако данные реанализов содержат определённые ошибки. Со временем, правда, реанализы совершенствуются, а методы усвоения данных постоянно обновляются, исправляются и ошибки более ранних версий. Реанализы, кроме данных о характеристиках атмосферы, позволяют получать сведения и о свойствах поверхности, в том числе о снежном покрове. Качество таких данных также требует специальной оценки.

Цель данного исследования — разработка методики получения информации о снежном покрове на обширных территориях суши (в том числе с недостаточным объёмом данных регулярной сети наблюдений) с высоким пространственно-временным разрешением на основе использования модели локального тепловлагообмена SPONSOR и современных реанализов, дополняющих имеющиеся сведения о снежном покрове. Дополнительный результат настоящей работы — анализ качества данных о снежном покрове, предоставляемых реанализом.

### Модель SPONSOR

Численная модель тепловлагообмена на суше (Land-Surface Model, LSM) SPONSOR разработана в лаборатории климатологии Института географии РАН под руководством А.Б. Шмакина. Она участвовала во многих международных экспериментах по сравнению подобных моделей [20, 22 и др.]. Модель SPONSOR позволяет рассчитывать все составляющие теплового и водного баланса на суше, а также переменные характеристики: эффективную температуру поверхности ландшафта; температуру в почве и её влагосодержание; количество замёрзшей воды в почве; альбедо и т.д. Все перечисленные параметры рассчитываются на каждом шаге по времени, который может составлять от нескольких минут до суток и зависит от поставленной задачи, но для адекватного воспроизведения суточного хода шаг должен составлять не более шести часов. При работе модели требуется на каждом шаге задавать значения нескольких метеорологических перемен-

ных (температура и влажность воздуха, скорость ветра, осадки, поток радиации и т.д.). Также необходимо задавать ландшафтные параметры, часть из которых может иметь сезонный ход. Эти параметры связаны с типом растительности или с типом почвы в каждой ячейке суши. Задаются также (в качестве нижних граничных условий по теплу и влаге) значения глубинной температуры грунта и глубины залегания грунтовых вод. Число и толщина расчётных уровней в почве могут меняться; в данной работе использована семиуровневая версия. Детальное описание модели SPONSOR приведено в работах [19, 23, 24].

К числу параметров и переменных, рассчитываемых моделью на каждом шаге по времени, для блока расчёта характеристик снежного покрова относятся следующие:

1) *переменные состояния системы «почва—растительность»*: эффективная температура поверхности ландшафта, взаимодействующей с атмосферой (растительности или почвы, либо снега); температура поверхности почвы под снегом (при его наличии); температура в почве на всех расчётных уровнях; влагосодержание почвы в жидком и твёрдом виде на всех расчётных уровнях; количество осадков, перехваченных растительностью;

2) *параметры переноса тепла и влаги, фазовых переходов*: турбулентные потоки явного и скрытого тепла в приземном слое атмосферы; поток тепла в подстилающую поверхность (почву или снег); потоки тепла между расчётными уровнями в почве; таяние и замерзание воды в почвенных слоях; потоки воды между слоями почвы; сток воды из почвенной колонки.

### Модель снежного покрова

В модель SPONSOR модель снежного покрова включена в качестве отдельного блока. Основная структурная единица модели снежного покрова — слой снега. Считается, что в общем случае на каждом шаге по времени при наличии твёрдых осадков формируется отдельный слой снега с определёнными начальными свойствами. В дальнейшем под воздействием различных процессов свойства слоя плавно или скачкообразно изменяются. При росте снежной толщи соседние слои одного типа, близкие по свойствам, могут объединяться. При вычислениях снежный покров рассматривается как многослойная среда, каждый слой которой характеризуется температурой, массой (водным эквивалентом), толщиной, плотностью, влажностью,

фазовым состоянием содержащейся воды, теплоёмкостью, теплопроводностью и максимальной водоудерживающей способностью.

Модель снежного покрова включает в себя описание процессов, вносящих наибольший вклад в формирование теплофизических характеристик снега, важных для описания взаимодействия снежного покрова с атмосферой и почвой. К ним относятся: образование нового слоя снега; изменение плотности слоёв снега в результате вязкого и ветрового уплотнения; изменение температуры слоёв снега вследствие теплообмена с атмосферой и почвой, а также поглощения солнечной радиации и фазовых переходов воды в толще снега; испарение, в том числе метелевое по схеме А.К. Дюнина [25]; таяние, перенос талой воды и её вторичное замерзание; изменение влажности снега в результате таяния и просачивания талой воды в толщу, а также поглощения жидких осадков; изменение альбедо снега и свойств снега при смене типа слоёв. Для определения изменений температуры важную роль играет корректное описание изменяющейся теплопроводности и теплоёмкости снега.

В данной версии модели не рассматриваются процессы газообмена и испарения в толще снега, взаимодействия снега с растительностью в толще снега, а также взаимодействия снега с примесями (пыль, химические соединения и т.п.). Кроме того, процессы изменения кристаллической структуры снега и переноса солнечной радиации в толще описываются упрощённо. Набор процессов, включаемых в модель, а также детальность их описания выбирались нами, чтобы соблюсти баланс между сложностью (и ресурсоёмкостью) модели и качеством вычисления характеристик снежного покрова, в наибольшей степени влияющих на особенности взаимодействия атмосферы с подстилающей поверхностью.

Метод расчёта вязкого уплотнения сухого снега приведён в статье [26]. Коэффициент компрессионной вязкости  $\eta$  (Па·с) вычисляется по формуле

$$\eta = C\rho^a,$$

где  $C = 0,392 \text{ Па}\cdot\text{с}\cdot(\text{кг}/\text{м}^3)^{-a}$ ;  $\rho$  – плотность сухого снега,  $\text{кг}/\text{м}^3$ ;  $a \approx 4$  – эмпирические параметры.

Температура поверхности снега рассчитывается с помощью уравнения теплового баланса верхнего бесконечно тонкого слоя:

$$S_0(1 - \alpha_{sn}) - S(z) + R + H_s + L_v E_s + B = 0,$$

где  $S_0$  – интенсивность падающей коротковолновой радиации,  $\text{Вт}/\text{м}^2$ ;  $\alpha_{sn}$  – альбедо поверх-

ности, доли ед.;  $S(z)$  – интенсивность радиации, проникшей в глубь снега,  $\text{Вт}/\text{м}^2$ ;  $R$  – баланс длинноволновой радиации,  $\text{Вт}/\text{м}^2$ ;  $H_s$  и  $L_v E_s$  – соответственно турбулентные потоки явного и скрытого тепла,  $\text{Вт}/\text{м}^2$ ;  $B$  – кондуктивный поток тепла в снег,  $\text{Вт}/\text{м}^2$ .

Уравнение, нелинейное относительно температуры поверхности, решается методом итераций. Процессы теплообмена и изменения температуры внутри толщи снега описываются уравнением

$$\rho_{sn} C_{sn} \frac{\partial T_{sn}}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \lambda_{sn} \frac{\partial T_{sn}}{\partial z} + L_i F_{sn}(z) + S(z), \quad (1)$$

где  $z$  – глубина, м;  $T_{sn}$  – температура снега, К;  $\rho_{sn}$  – плотность снега,  $\text{кг}/\text{м}^3$ ;  $C_{sn}$  – теплоёмкость снега,  $\text{Дж}/\text{кг}/\text{К}$ ;  $\lambda_{sn}$  – коэффициент теплопроводности снега,  $\text{Вт}/\text{м}/\text{К}$ ;  $L_i$  – удельная теплота таяния/замерзания,  $\text{Дж}/\text{кг}$ ;  $F_{sn}(z)$  – интенсивность таяния/замерзания воды в снеге,  $\text{кг}/\text{с}\cdot\text{м}^3$ ;  $S(z)$  – поток проникающей в снег коротковолновой радиации,  $\text{Вт}/\text{м}^3$ .

Для решения уравнения (1) используется неявная конечно-разностная схема с прогонкой по вертикали, причём потоки тепла и новая температура каждого из слоёв вычисляются не только для снега, но одновременно и для слоёв почвы. Коротковолновая часть радиации может проникать в снежную толщу на значительную глубину [1, 27, 28]. С большой точностью интенсивность радиации с глубиной изменяется по закону Бугера – Ламберта

$$S(z) = S_0 e^{-\beta z},$$

где  $S(z)$  – интенсивность радиации на глубине  $z$  (м) от поверхности снега,  $\text{Вт}/\text{м}^2$ ;  $S_0$  – интенсивность радиации, пришедшей на поверхность снега,  $\text{Вт}/\text{м}^2$ ;  $\beta$  – коэффициент ослабления, зависящий от плотности снега,  $\text{м}^{-1}$ ; используя литературные данные, мы принимаем для коэффициента ослабления  $\beta$  следующую зависимость от плотности снега  $\rho_{sn}$ ,  $\text{кг}/\text{м}^3$ :  $\beta = \min(65, 0,25\rho_{sn})$ .

Альбедо верхнего слоя снега  $\alpha_{sn}$  вычисляется, согласно работе [15], как

$$\alpha_{sn} = (1 - 0,2f_{age})\alpha_{sn.new},$$

где  $\alpha_{sn.new}$  – альбедо свежего снега, доли ед. (параметр может меняться от 0,7 до 0,9);  $f_{age}$  – функция возраста снега, которая находится по формуле

$$f_{age} = \tau_{sn}/(1 + \tau_{sn}),$$

где  $\tau_{sn}$  – возраст верхнего слоя снега в днях.

Если верхний слой снега талый, то его альbedo может принимать значения от 0,4 до 0,55. Таяние снега происходит, когда температура его поверхности становится равной 0 °С. Скорость таяния  $M$  (кг/м<sup>2</sup>/с) определяется как

$$M = E_{melt}/L_i,$$

где  $E_{melt}$  – затраты тепла на таяние, Вт/м<sup>2</sup>;  $L_i$  – удельная теплота таяния/замерзания, Дж/кг.

Жидкая вода, образовавшаяся в результате таяния снега и выпадения жидких осадков, просачивается в глубь толщи снега. В данной версии модели принимается, что каждый слой снега может впитать количество воды, соответствующее его максимальной водоудерживающей способности, определяемой по эмпирическим данным и составляющей 8–15% массы слоя [1]. Если масса жидкой воды больше, чем необходимо для насыщения всех слоёв, то остаток формирует сток в почву. Подробно модель снежного покрова описана в работе [24].

С целью тестирования модели снежного покрова выполнен ряд численных экспериментов для нескольких полигонов, расположенных в различных районах Северного полушария. Качество результатов оценивалось в соответствии с тем, насколько хорошо модель воспроизводит сезонную динамику водного эквивалента и толщины снежного покрова. Несколько численных экспериментов проведено по данным полигонов, включённых в Международный проект сравнения моделей снежного покрова SnowMIP [22]. Полигоны расположены в различных регионах Евразии и Северной Америки, причём климатические условия полигонов значительно отличались друг от друга. Самые длительные численные эксперименты проведены по данным полигона Валдай – за 17 сезонов – с 1966 по 1983 г. Данные этого полигона использовались в одной из стадий Международного эксперимента сравнения моделей PILPS [20]. Модельные расчёты с этими данными показали хорошее качество воспроизведения водного эквивалента и толщины снежного покрова, и только в отдельных случаях наблюдаемые точки выпадали из полосы модельных решений. Коэффициенты корреляции с рядом данных наблюдений составляют около 0,86. Особенно успешно воспроизведены режим снеготаяния и момент схода снега практически во все годы (ошибка расчёта времени схода снежного покрова не превышает 2–4 дней). Расчёты для других полигонов также показали хорошие результаты [24].

### Расчёт характеристик снежного покрова для Московской области

После успешного применения модели SPONSOR для расчёта характеристик снежного покрова в отдельных точках мы использовали разработанную методику для расчёта его пространственно распределённых характеристик на обширных равнинных территориях России. Приведённые здесь расчёты показали, что при наличии метеоданных достаточного качества и полноты модель SPONSOR способна воспроизвести характеристики снежного покрова с высокой точностью. Однако качественные и полные данные наблюдений, содержащие все необходимые для расчётов метеопараметры, могут быть получены только для отдельных, как правило, специализированных станций, находящихся друг от друга на значительном расстоянии. Если же перед нами стоит задача расчёта полей характеристик снежного покрова для обширных территорий, то мы вынуждены или интерполировать имеющиеся данные, или пытаться найти дополнительные источники информации. К последним относится современный реанализ с высоким пространственным разрешением. Правда, необходимо оценить, достаточно ли высоко качество метеоданных, получаемых из реанализа, которые предполагается использовать для расчёта пространственно распределённых характеристик снежного покрова.

В дальнейших расчётах мы использовали метеоданные реанализов Европейского центра среднесрочных прогнозов погоды (ECMWF) [29, 30] и американского Национального центра прогнозов окружающей среды (NCEP) [31]. Реанализ NCEP/DOE AMIP-II Reanalysis (R-2) (National Centre for Environmental Prediction/Department of energy) представляет собой доработанную предыдущую версию реанализа – NCEP-NCAR Reanalysis (R-1). Кроме исправления найденных ранее ошибок, в проект R-2 были внесены дополнения в прогностическую модель и диагностический пакет. В проекте R-2, как и в R-1, используется горизонтальное разрешение T63, присутствует 28 вертикальных уровней и временной шаг предоставляемых данных составляет шесть часов. В отличие от R-1 в проекте R-2 исправлены ошибки анализа снежного покрова, влажности, альbedo поверхности океана и периодов снеготаяния [32].

В наших расчётах, помимо данных NCEP/DOE, использовались данные реанализа ERA-Interim, подготовленные Европейским центром среднесрочных прогнозов погоды (ECMWF).

Проект ERA-Interim проводится для замены предыдущего поколения реанализа Европейского центра среднесрочных прогнозов погоды ERA-40 с целью продления периода подготовки данных до начала XX в. [30]. В список основных улучшений ERA-Interim по сравнению с ERA-40 входят: улучшенная система усвоения данных; горизонтальное разрешение T255 ( $0,75 \times 0,75^\circ$ ); лучшая формулировка ограничений фоновых ошибок; обновлённый анализ влажности; обновлённая физика модели; управление качеством данных, обновлённое за счёт опыта реанализов ERA-40 и JRA-25 и др. ERA-Interim в основном использует те же данные наблюдений, что и ERA-40, дополненные более поздними наблюдениями из операционного архива ECMWF с некоторыми изменениями. Главные отличия от предыдущего поколения реанализа ERA-40 — незначительные изменения в проверке сумм осадков, пересмотренная схема получения коротковолновой радиации, облачности, новый метод анализа снежного покрова и др. Толщина снежного покрова, водный эквивалент и плотность снега, рассчитанные на основе прогностической модели, изменяются за счёт сопоставления со стационарными и спутниковыми данными наблюдений и их усвоения [33].

При модельных расчётах использовались данные реанализа с шагом по времени шесть часов; все характеристики были взяты на уровне поверхности или вблизи неё (для температуры воздуха — на высоте 2 м, ветра — 10 м). Для приведения данных из узлов сетки реанализа к координатам точек станций использовался метод билинейной интерполяции из четырёх ближайших к станции узлов. В случае с реанализом ERA-Interim, где пространственный шаг относительно небольшой, билинейная интерполяция практически не вносит искажений в используемые моделью метеорологические характеристики. Для реанализа NCEP/DOE также применялась билинейная интерполяция, хотя это может привести к возникновению ошибок из-за большого шага по пространству, прежде всего для полей осадков. Однако с целью сохранения однородности условий расчётов было решено использовать одинаковые методы подготовки данных для ввода в модель как для реанализа ERA-Interim, так и для NCEP/DOE.

Предложенная методика расчёта характеристик снежного покрова с помощью модели SPONSOR и метеоданных, взятых из реанализа, была протестирована по данным, полученным в Московском регионе. Этот регион выбран в качестве тестового, так как он относительно полно ха-

рактеризуется данными наблюдений, что позволяет достоверно оценить качество рассчитанных характеристик снежного покрова по сравнению с материалами станций снегомерных съёмок. Для водного эквивалента снежного покрова выбрано восемь таких станций, для толщины снежного покрова — девять. Материалы наблюдений не всегда отвечают требованиям непрерывности по времени, поэтому, несмотря на наличие на большинстве станций измерений с середины XX в. до настоящего момента, пришлось использовать относительно небольшой временной отрезок для анализа — с 1979 по 1996 г. Обусловлено это, во-первых, имеющимися данными реанализа (начинаются с 1979 г.), а во вторых — большими пробелами в наблюдениях после 1996 г. Для каждой станции снегомерных съёмок сравнивались значения толщины и водного эквивалента снежного покрова согласно наблюдениям с этими же значениями из реанализов NCEP/DOE и ERA-Interim, а также с данными численных экспериментов с использованием модели SPONSOR и метеорологических полей из соответствующих реанализов. Данные интерполировались в точки, соответствующие по координатам станциям наблюдений, затем строились ряды характеристик снежного покрова с разрешением по времени, соответствующим временному разрешению данных снегомерных съёмок, и вычислялись коэффициенты корреляции с данными наблюдений. Результаты представлены в таблице.

Значения в графах ERA-Interim и NCEP/DOE характеризуют коэффициент корреляции водного эквивалента снежного покрова по данным соответствующих реанализов с данными снегомерных съёмок, два других столбца получены с использованием результатов численных экспериментов с моделью SPONSOR, где в качестве входных значений использовались метеорологические поля из реанализов ERA-Interim и NCEP/DOE. Анализ таблицы показывает, что данные о водном эквиваленте снежного покрова, полученные непосредственно из реанализа, имеют относительно невысокую корреляцию с данными наблюдений. Согласно данным ERA-Interim, коэффициенты корреляции попадают в интервал 0,5–0,65, согласно реанализу NCEP/DOE — в интервал 0,35–0,65. В то же время использование метеоданных реанализа ECMWF ERA-Interim совместно с моделью SPONSOR даёт значительно лучшие результаты: коэффициент корреляции с данными наблюдений составляет 0,78–0,88. Отметим также, что применение метеоданных реанализа NCEP/

Коэффициенты корреляции и среднеквадратическое отклонение от данных наблюдений характеристик снежного покрова по реанализам и расчётам на модели SPONSOR за период 1979–1996 гг.\*

Индекс WMO	Наименование станции	ECMWF ERA-Interim				NCEP/DOE				Расчёты SPONSOR (по дан- ным ECMWF ERA-Interim)				Расчёты SPONSOR (по данным NCEP/DOE)			
		А	Б	В	Г	А	Б	В	Г	А	Б	В	Г	А	Б	В	Г
27417	Клин	0,55	30,0	0,62	8,5	0,65	30,0	0,54	11,3	0,78	27,6	0,90	6,8	0,55	25,4	0,67	8,3
27625	Коломна	0,51	35,8	0,62	8,8	0,58	34,7	0,56	11,9	0,81	29,6	0,85	8,7	0,65	23,7	0,63	8,0
27509	Можайск	0,54	27,6	0,66	7,8	0,49	36,0	0,55	11,2	0,88	27,0	0,91	6,6	0,65	23,9	0,72	7,4
27611	Наро-Фоминск	0,63	25,8	0,76	9,8	0,56	30,7	0,56	10,9	0,87	22,5	0,89	8,0	0,79	21,5	0,79	10,4
27511	Ново-Иерусалим	0,65	27,2	0,70	8,4	0,57	30,2	0,58	10,2	0,83	23,4	0,91	7,0	0,59	21,2	0,77	8,8
27523	Павлов-Посад	0,62	29,4	0,72	8,9	0,49	31,7	0,45	12,3	0,87	24,2	0,89	7,5	0,71	25,3	0,72	8,9
27618	Серпухов	0,68	27,0	0,70	6,8	0,54	38,1	0,52	11,5	0,83	28,9	0,89	7,3	0,59	22,0	0,67	7,9
27502	Волоколамск	0,56	27,5	0,64	8,2	0,35	34,2	0,42	11,3	0,80	28,6	0,86	8,2	0,70	21,2	0,83	6,8
	<i>Среднее</i>	0,59	28,8	0,68	8,4	0,53	33,2	0,52	11,3	0,83	26,5	0,89	7,5	0,65	23,0	0,73	8,3

\* А – коэффициенты корреляции между данными снегомерных съёмок на станциях Московской области и значениями водного эквивалента снежного покрова; Б – среднеквадратическое отклонение значений водного эквивалента снежного покрова, мм; В – коэффициенты корреляции между данными снегомерных съёмок на станциях Московской области и значениями толщины снежного покрова; Г – среднеквадратическое отклонение значений толщины снежного покрова, см.

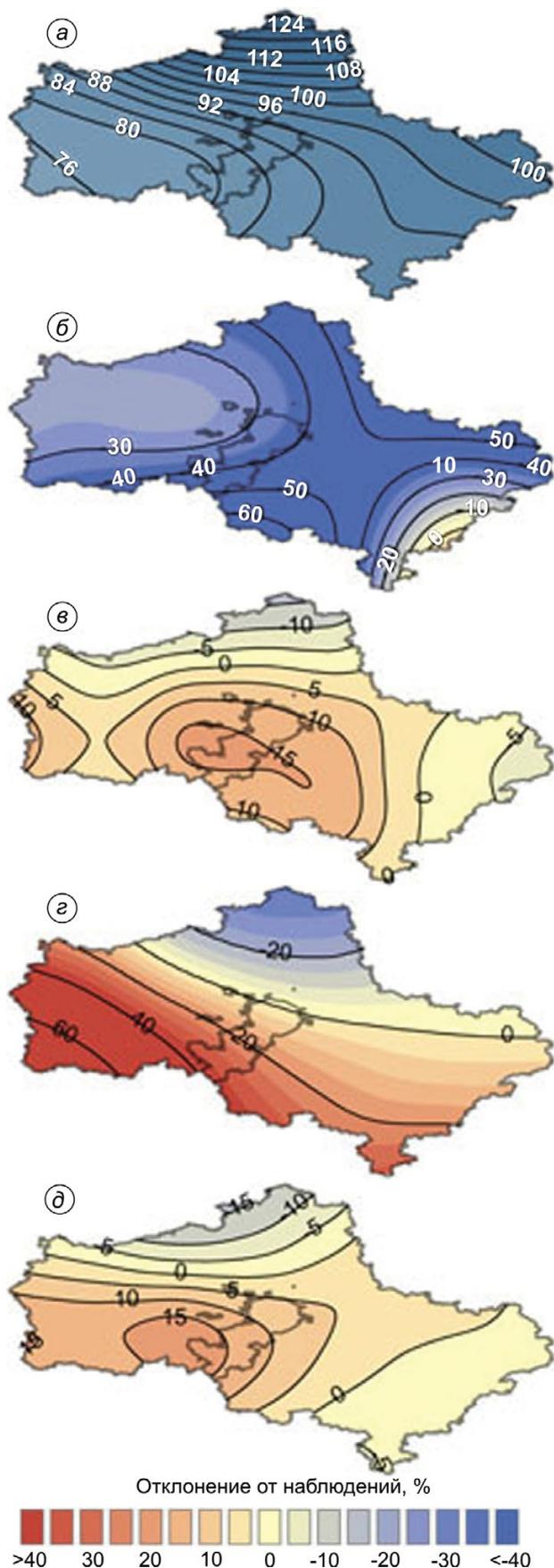
DOE совместно с моделью SPONSOR даёт существенное увеличение качества воспроизведения снежного покрова на большинстве станций. В таблице приведены также среднеквадратические отклонения водного эквивалента снежного покрова, рассчитанные на модели SPONSOR, а также взятые из реанализов ERA-Interim и NCEP/DOE, от данных снегомерных съёмок на станциях Московской области за 1979–1996 гг. Отметим, что расчёты, проведённые на модели SPONSOR с входными данными из реанализов, позволили существенно улучшить качество воспроизведения водного эквивалента. Особенно это заметно для реанализа NCEP/DOE.

В этой же таблице представлены данные для толщины снежного покрова. Использование метеоданных реанализов совместно с моделью SPONSOR существенно увеличивает качество воспроизведения толщины снежного покрова на всех станциях. Особенно это заметно для расчётов с использованием метеоданных реанализа за ECMWF ERA-Interim совместно с моделью SPONSOR: коэффициенты корреляции рассчитанной толщины снежного покрова с данными наблюдений составляют 0,85–0,91, а среднеквадратические отклонения в среднем равны 7,5 см. Как и для водного эквивалента, расчёты, проведённые с моделью SPONSOR, позволили намного улучшить качество воспроизведения толщины снежного покрова для реанализа NCEP/DOE.

По данным расчётов для всех зимних месяцев построены карты водного эквивалента и толщины снежного покрова. Для проведения изолиний наблюдаемых характеристик снежного покрова

вблизи границ области мы использовали данные станций, расположенных, в том числе, и вне Московской области; при проведении изолиний по реанализам также использовались точки сетки, расположенные за пределами региона, т.е. везде изолинии строились по интерполированным, а не экстраполированным данным. На рис. 1, а представлено поле водного эквивалента снежного покрова (мм), построенное по данным наблюдений для февраля за период 1979–1996 гг.; на рис. 1, б–д показаны отклонения от данных наблюдений значений водного эквивалента, полученных по данным реанализа и расчётов с использованием метеоданных реанализа совместно с моделью SPONSOR.

Наибольшие отклонения от данных наблюдений даёт реанализ NCEP/DOE: значения водного эквивалента сильно занижены – до 50–60%. Водный эквивалент снежного покрова, полученный из реанализа ERA-Interim, напротив, даёт очень хорошее совпадение с данными наблюдений для среднемесячных значений. Если учесть, что коэффициенты корреляции между данными снегомерных съёмок на станциях Московской области и значениями водного эквивалента снежного покрова, полученными по реанализам ERA-Interim, не очень высоки, то можно предположить, что для этого реанализа производится усвоение данных наблюдений (станционных и спутниковых) и коррекция результатов модельных расчётов с учётом этих данных таким образом, чтобы наиболее качественно воспроизводились именно среднемесячные значения водного эквивален-



**Рис. 1.** Расчёты водного эквивалента снежного покрова для Московской области и их сравнение с данными наблюдений.

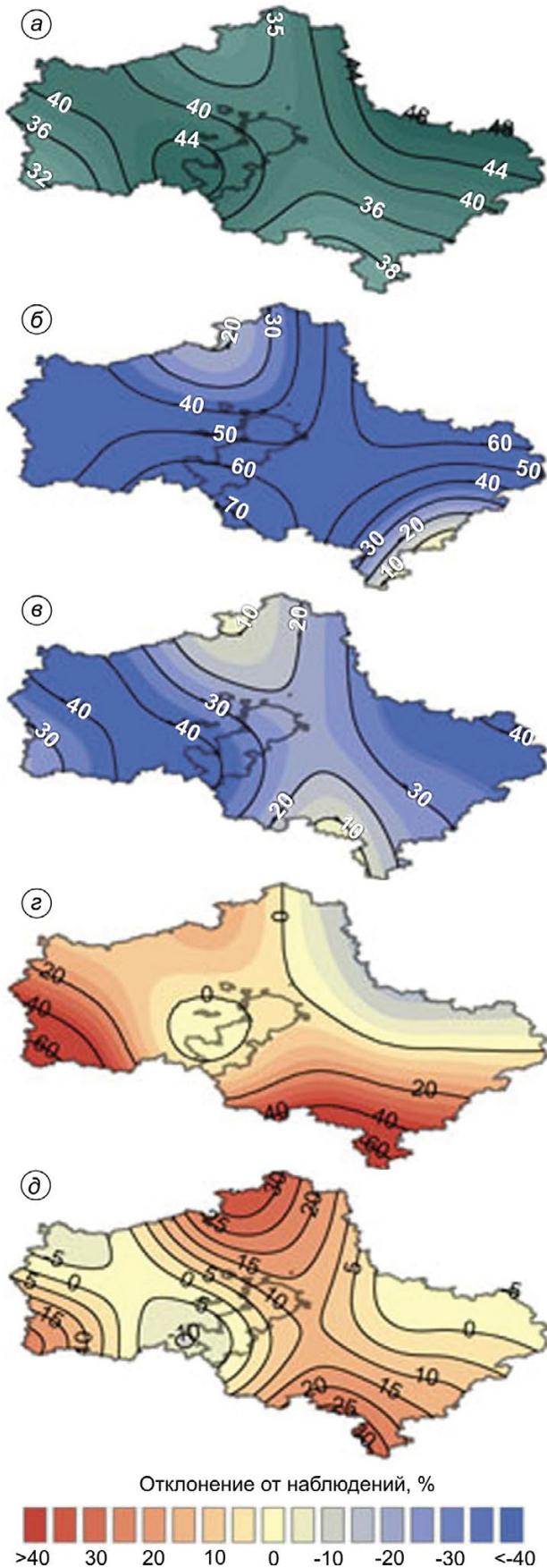
*a* – водный эквивалент по данным наблюдений для февраля в среднем за период 1979–1996 гг., мм; *б* – отклонения водного эквивалента, полученного из реанализа NCEP/DOE, от данных наблюдений, %; *в* – отклонения водного эквивалента, полученного из реанализа ERA-Interim, от данных наблюдений, %; *г* – отклонения водного эквивалента, полученного из расчётов с использованием метеоданных реанализа NCEP/DOE совместно с моделью SPONSOR, от данных наблюдений, %; *д* – отклонения водного эквивалента, полученного из расчётов с использованием метеоданных реанализа ERA-Interim совместно с моделью SPONSOR, от данных наблюдений, %

**Fig. 1.** Simulations of snow water equivalent for the Moscow region and their comparison with observations.

*a* – snow water equivalent from observed data for February in average for the period from 1979 to 1996, mm; *б* – NCEP/DOE reanalysis snow water equivalent deviations from observed data, %; *в* – ERA-Interim reanalysis snow water equivalent deviations from observed data, %; *г* – snow water equivalent deviations, simulated with the usage of SPONSOR with NCEP/DOE reanalysis meteorological data, from observations, %; *д* – snow water equivalent deviations, simulated with the usage of SPONSOR with ERA-Interim reanalysis meteorological data, from observations, %

та [33]. Анализ рис. 1, *г* показывает, что расчёт водного эквивалента с использованием метеоданных реанализа NCEP/DOE совместно с моделью SPONSOR значительно улучшает воспроизведение снежного покрова по сравнению с исходным на большей части Московской области, однако качество остаётся неудовлетворительным: на западе области отклонения превышают 50–60%. Наконец, расчёты водного эквивалента с применением метеоданных реанализа ERA-Interim совместно с моделью SPONSOR дают весьма высокое качество воспроизведения снежного покрова. Это, в частности, показывает, что метеоданные, предоставляемые реанализом ERA-Interim, прежде всего осадки холодного периода, значения температуры и радиационных потоков, имеют достаточно хорошее качество для расчёта полей снежного покрова с высоким разрешением при использовании модели SPONSOR. Таким образом, метеоданные из реанализа ERA-Interim можно использовать в качестве дополнительных (к стационарным данным) для расчёта водного эквивалента снежного покрова.

На рис. 2 приведены результаты расчётов, аналогичные рис. 1, только для толщины снежного покрова. Как и для рис. 1, отметим, что наилучшие результаты показал реанализ NCEP/DOE (см. рис. 2, *б*): отклонения от данных наблюдений достигают 60–70%. Реанализ ERA-Interim (см.



**Рис. 2.** Расчёты толщины снега для Московской области и их сравнение с данными наблюдений.

*a* – толщина снежного покрова по данным наблюдений для февраля за период 1979–1996 гг., см; *б* – отклонения толщины снежного покрова, полученной из реанализа NCEP/DOE, от данных наблюдений, %; *в* – отклонения толщины снежного покрова, полученной из реанализа ERA-Interim, от данных наблюдений, %; *г* – отклонения толщины снежного покрова, полученной из расчётов с использованием метеоданных реанализа NCEP/DOE совместно с моделью SPONSOR, от данных наблюдений, %; *д* – отклонения толщины снежного покрова, полученной из расчётов с использованием метеоданных реанализа ERA-Interim совместно с моделью SPONSOR, от данных наблюдений, %

**Fig. 2.** Simulations of snow depth for the Moscow region and their comparison with observations.

*a* – snow depth from observed data for February in average for the period from 1979 to 1996, cm; *b* – NCEP/DOE reanalysis snow depth deviations from observed data, %; *c* – ERA-Interim reanalysis snow depth deviations from observed data, %; *d* – snow depth deviations, simulated with the usage of SPONSOR with NCEP/DOE reanalysis meteorological data, from observations, %; *e* – snow depth deviations, simulated with the usage of SPONSOR with ERA-Interim reanalysis meteorological data, from observations, %

рис. 2, *в*) даёт значительно лучшие результаты, но и здесь отклонения от наблюдений достаточно велики и местами превышают 40%. Использование модели SPONSOR позволило существенно улучшить воспроизведение толщины снежного покрова как при использовании метеоданных реанализа NCEP/DOE (см. рис. 2, *г*), так и, особенно, в случае применения метеоданных реанализа ERA-Interim (см. рис. 2, *д*): отклонения от данных наблюдений на большей части территории не превышают 15%. Это подтверждает сделанный ранее вывод, что метеоданные из реанализа ERA-Interim можно использовать в качестве дополнительного источника данных для расчёта характеристик снежного покрова. Такой вывод особенно важен при расчёте снежного покрова на территориях, слабо освещённых данными наблюдений.

В дальнейшем планируется рассмотреть качество воспроизведения снежного покрова для других периодов (снеготаяния и установления снежного покрова), а также провести расчёты для иных регионов России.

### Выводы

Несмотря на существенный прогресс, данные о характеристиках снежного покрова, полученные по результатам реанализа, значительно отличаются от данных наблюдений. Для реанализа NCEP/DOE эти различия настолько существенны, что позволяют считать неудовлетворительными предоставляемые

данные о снежном покрове, как среднемесячные, так и с более высоким временным разрешением. Реанализ ERA-Interim даёт значительно более качественные данные, особенно среднемесячные, о водном эквиваленте снежного покрова при более низком качестве внутримесячных данных. Это, по-видимому, показывает, что для этого реанализа проводится коррекция результатов модельных расчётов с использованием данных наблюдений таким образом, чтобы наиболее качественно воспроизвести именно среднемесячные значения водного эквивалента. В связи с этим остаётся открытым вопрос, будет ли реанализ ERA-Interim демонстрировать столь же высокое качество воспроизведения водного эквивалента в тех регионах, где отсутствуют данные наземных наблюдений или сеть наблюдений редка. Толщина снега (и его плотность) воспроизводится реанализом значительно хуже водного эквивалента, хотя реанализ ERA-Interim и здесь демонстрирует лучшие результаты, чем NCEP/DOE.

Использование модели SPONSOR с входными метеоданными из реанализов может значительно улучшить воспроизведение характеристик снежного покрова, особенно его толщины. Для достижения чистоты результата при проведении модельных расчётов мы брали только данные реанализа, без привлечения данных наблюдений, что позволило дополнительно улучшить качество расчётов характеристик снежного покрова. С помощью модели SPONSOR удалось улучшить качество расчёта не только среднемесячных, но и внутримесячных данных о снежном покрове: коэффициенты корреляции с рядами данных снегомерных съёмок возрастают до 0,83–0,89 для водного эквивалента и до 0,85–0,91 для толщины снега. Отметим, что модель SPONSOR, помимо толщины и водного эквивалента, позволяет одновременно рассчитывать и другие характеристики снежного покрова, прежде всего касающиеся его вертикальной структуры: распределение по глубине

снежной толщи плотности, температуры, влажности снега и его типов (ледяные корки, глубинная изморозь, насыщение влагой и т.п.), что не даёт реанализ. Кроме того, высокие коэффициенты корреляции и относительно невысокие среднеквадратические отклонения от данных наблюдений показывают, что модель SPONSOR при наличии метеоданных (станционных или данных реанализа ERA-Interim) можно использовать для достаточно достоверного заполнения пропусков в станционных рядах данных наблюдений за снежным покровом, которые нередки для многих станций.

Результаты сравнения расчётов и данных наблюдений позволяют констатировать, что реанализ ERA-Interim даёт достаточно качественные метеоданные для расчёта характеристик снежного покрова. Подобные выводы сделаны и другими исследователями [17]. Это позволяет предположить, что предложенная методика расчёта характеристик снежного покрова будет давать хорошие результаты и на территориях с редкой сетью станций наблюдений, для которых, наряду с данными наблюдений, имеются метеоданные реанализа ERA-Interim.

**Благодарности.** Исследование характеристик снежного покрова для Московской области выполнено по теме 79.5 Госзадания Института географии РАН «Исследования механизмов изменений климата и их последствий для окружающей среды и социально-экономических процессов в России». Валидация модели снежного покрова проведена при поддержке Программы ОНЗ РАН.

**Acknowledgments.** The study of snow cover in the Moscow region was supported by the Institute of Geography RAS (Program 79.5 «Research of climate change mechanisms and its consequences for the environment and socio-economic processes in Russia»). Validation of the snow cover model was supported by the Department of Earth Sciences RAS.

## Литература

1. Кузьмин П.П. Физические свойства снежного покрова. Л.: Гидрометеиздат, 1957. 179 с.
2. Snow and Climate / Ed. by R.L. Armstrong, E. Brun. Cambridge University Press, 2008. 222 p.
3. Vavrus S. The role of terrestrial snow cover in the climate system // *Climate Dynamics*. 2007. V. 29. P. 73–88.
4. МГЭИК: Изменение климата, 2013 г.: Резюме для политиков. Физическая научная основа. Вклад Рабочей группы I в Пятый доклад об оценке Межправительственной группы экспертов по изменению

## References

1. Kuzmin P.P. *Fizicheskie svoystva snezhnogo pokrova*. Physical properties of the snow cover. Leningrad: Hydrometeoizdat, 1957: 179 p. [In Russian].
2. Snow and Climate. Ed. by R.L. Armstrong, E. Brun. Cambridge University Press, 2008: 222 p.
3. Vavrus S. The role of terrestrial snow cover in the climate system. *Climate Dynamics*. 2007, 29: 73–88.
4. IPCC, 2013: Summary for policymakers. In *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Inter-*

- климата. Кембридж Университи Пресс, Кембридж, Соединенное Королевство, и Нью-Йорк, США, 2013. 36 с. doi:10.1017/CBO9781107415324.004.
5. Попова В.В., Морозова П.А., Туткова Т.Б., Семенов В.А., Черенкова Е.А., Ширяева А.В., Китаев Л.М. Региональные особенности современных изменений зимней аккумуляции снега на севере Евразии по данным наблюдений, реанализа и спутниковых измерений // Лёд и Снег. 2015. Т. 55. № 4. С. 73–86. doi:10.15356/2076-6734-2015-4-73-86
  6. Barnett T.P., Adam J.C., Lettenmaier D.P. Potential impacts of a warming climate on water availability in snow-dominated regions // Nature. 2005. V. 438. P. 303–309.
  7. Bulygina O.N., Groisman P.Ya., Razuvaev V.N., Korshunova N.N. Changes in snow cover characteristics over Northern Eurasia since 1966 // Environment Research Letters. 2011. № 6. 045204. doi:10.1088/1748-9326/6/4/045204.
  8. Кислов А.В., Китаев Л.М., Константинов И.С. Статистическая структура крупномасштабных особенностей поля снежного покрова // Метеорология и гидрология. 2001. № 8. С. 98–104.
  9. Китаев Л.М., Туткова Т.Б. Оценка снегозапасов по данным спутниковой информации // Криосфера Земли. 2010. Т. 14. № 1. С. 76–80.
  10. Телегина А.А., Фролова Н.Л., Китаев Л.М., Туткова Т.Б. Оценка точности спутниковой информации о снегозапасах крупных водосборов европейской территории России // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2014. Т. 11. № 2. С. 38–49.
  11. Гусева Е.В., Голубев В.Н. Математическая модель формирования строения и свойств снежного покрова // МГИ. 1989. Вып. 68. С. 18–25.
  12. Fierz C., Lehning M. Assessment of the microstructure-based snow-cover model SNOWPACK: thermal and mechanical properties // Cold Regions Science and Technology. 2001. V. 33. № 2–3. P. 123–131.
  13. Володина Е.Е., Бенетсон Л., Лыкосов В.Н. Параметризация процессов теплообмена в снежном покрове для целей моделирования сезонных вариаций гидрологического цикла суши // Метеорология и гидрология. 2000. № 5. С. 16–28.
  14. Гельфан А.Н., Морейдо В.М. Динамико-стохастическое моделирование формирования снежного покрова на Европейской территории России // Лёд и Снег. 2014. Т. 54. № 2. С. 44–52. doi:10.15356/2076-6734-2014-2-44-52.
  15. Гусев Е.М., Насонова О.Н. Моделирование тепло- и влагообмена поверхности суши с атмосферой. М.: Наука, 2010. 328 с.
  16. Гусев Е.М., Насонова О.Н., Джоган Л.Я., Айзель Г.В. Моделирование формирования стока рек и снежного покрова на севере Западной Сибири // Водные ресурсы. 2015. Т. 42. № 4. С. 387–395.
  17. Brun E., Voynet V., Boone A., Decharme B., Peyngs Y., Valette R., Karbou F., Morin S. Simulation of Northern Eurasian local snow depth, mass, and density using a detailed snowpack model and meteorological reanalyses // Journ. of Hydrometeorology. 2013. V. 14. P. 203–219.
  18. Essery R.L.H. Seasonal snow cover and climate change in the Hadley Center GCM // Annals of Glaciology. 1997. V. 25. P. 362–366.
  19. Shmakin A.B. The updated version of SPONSOR land surface scheme: PILPS-influenced improvements // Global and Planetary Change. 1998. V. 19. № 1–4. P. 49–62.
  20. Slater A.G., Schlosser C.A., Desborough C.E. The representation of snow in land surface schemes: results from the governmental Panel on Climate Change. Cambridge University Press: 3–29. doi:10.1017/CBO9781107415324.004.
  5. Popova V.V., Morozova P.A., Titkova T.B., Semenov V.A., Cherenkova E.A., Shiryaeva A.V., Kitaev L.M. Regional features of present winter snow accumulation variability in the North Eurasia from data of observations, reanalysis and satellites. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2015, 55 (4): 73–86. doi:10.15356/2076-6734-2015-4-73-8. [In Russian]
  6. Barnett T.P., Adam J.C., Lettenmaier D.P. Potential impacts of a warming climate on water availability in snow-dominated regions. *Nature*. 2005, 438: 303–309.
  7. Bulygina O.N., Groisman P.Ya., Razuvaev V.N., Korshunova N.N. Changes in snow cover characteristics over Northern Eurasia since 1966. *Environment Research Letters*. 2011, 6: 045204. doi:10.1088/1748-9326/6/4/045204
  8. Kislov A.V., Kitaev L.M., Konstantinov I.S. Statistical structure of large-scale properties of field of the snow cover. *Meteorologiya i gidrologiya*. Meteorology and Hydrology. 2001, 8: 98–104. [In Russian].
  9. Kitaev L.M., Titkova T.B. Estimation of snow storage using satellite information. *Kriosfera Zemli*. Earth Cryosphere. 2010, 14 (1): 76–80. [In Russian].
  10. Telegina A.A., Frolova N.L., Kitaev L.M., Titkova T.B. Estimation of precision of snow storage satellite data for large watersheds of European Russia. *Sovremennye problemy distantsionnogo zondirovaniya Zemli iz kosmosa*. Current problems in remote sensing of the Earth from space. 2014, 11 (2): 38–49. [In Russian]
  11. Guseva E.V., Golubev V.N. Mathematical model of formation of structure and properties of snow cover // *Materialy Glytsiologicheskikh Issledovaniy*. Data of Glaciological Studies. 1989, 68: 18–25. [In Russian].
  12. Fierz C., Lehning M. Assessment of the microstructure-based snow-cover model SNOWPACK: thermal and mechanical properties. *Cold Regions Science and Technology*. 2001, 33 (2–3): 123–131.
  13. Volodina E.E., Bengtsson L., Lykosov V.N. Parameterization of moisture and heat transfer processes in the snow cover for modeling the seasonal variations of the land hydrological cycle. *Meteorologiya i gidrologiya*. Meteorology and Hydrology. 2000, 5: 16–28. [In Russian]
  14. Gelfan A.N., Moreido V.M. Dynamic-stochastic modeling of snow cover formation on the European territory of Russia. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2014, 54 (2): 44–52. doi:10.15356/2076-6734-2014-2-44-52. [In Russian].
  15. Gusev Ye.M., Nasonova O.N. Modeling Heat and Water Exchange between the Land Surface and the Atmosphere. Moscow: Nauka, 2010: 328 p. [In Russian].
  16. Gusev E.M., Nasonova O.N., Dzhogan L.Ya., Aizel G.V. Modeling of the formation of river runoff and snow cover in the North of Western Siberia. *Vodnye resursy*. Water Resources. 2015, 42 (4): 387–395. [In Russian]
  17. Brun E., Voynet V., Boone A., Decharme B., Peyngs Y., Valette R., Karbou F., Morin S. Simulation of Northern Eurasian local snow depth, mass, and density using a detailed snowpack model and meteorological reanalyses. *Journ. of Hydrometeorology*. 2013, 14: 203–219.
  18. Essery R.L.H. Seasonal snow cover and climate change in the Hadley Center GCM. *Annals of Glaciology*. 1997, 25: 362–366.
  19. Shmakin A.B. The updated version of SPONSOR land surface scheme: PILPS-influenced improvements. *Global and Planetary Change*. 1998, 19, 1–4: 49–62.
  20. Slater A.G., Schlosser C.A., Desborough C.E. The representation of snow in land surface schemes: results

20. Slater A.G., Schlosser C.A., Desborough C.E. The representation of snow in land surface schemes: results from PILPS 2(d) // Journ. of Hydrometeorology. 2001. V. 2. № 1. P. 7–25.
21. Rutter N., Essery R., Pomeroy J., Altimir N., Andreadis K., Baker I., Barr A., Bartlett P., Boone A., Deng H., Douville H., Dutra E., Elder K., Ellis C., Feng X., Gelfan A., Goodbody A., Gusev Y., Gustafsson D., Hellstrom R., Hirabayashi Y., Hirota T., Jonas T., Koren V., Kuragina A., Lettenmaier D., Li W.-P., Luce C., Martin E., Nasonova O., Pumpanen J., Pyles R.D., Samuelsson P., Sandells M., Schadler G., Shmakin A., Smirnova T.G., Stahli M., Stockli R., Strasser U., Su H., Suzuki K., Takata K., Tanaka K., Thompson E., Vesala T., Viterbo P., Wilshire A., Xia K., Xue Y., Yamazaki T. Evaluation of forest snow processes models (SnowMIP2) // Journ. of Geophys. Research. 2009. V. 114. D06111. doi:10.1029/2008JD011063.
22. Etchevers P., Martin E., Brown R. Validation of the energy budget of an alpine snowpack simulated by several snow models (SnowMIP project) // Annals of Glaciology. 2004. V. 38. P. 150–158.
23. Шмакин А.Б., Рубинштейн К.Г. Валидация динамико-статистического метода детализации метеорологических параметров // Тр. Гидрометцентра России. 2006. Вып. 341. С. 186–208.
24. Шмакин А.Б., Турков Д.В., Михайлов А.Ю. Модель снежного покрова с учетом слоистой структуры и ее сезонной эволюции // Криосфера Земли. 2009. Т. 13. № 4. С. 69–79.
25. Дюнин А.К. Механика метелей. Новосибирск: СО АН СССР, 1963. 378 с.
26. Kominami Y., Endo Y., Niwano Sh., Ushioda S. Viscous compression model for estimating the depth of new snow // Annals of Glaciology. 1998. V. 26. P. 77–82.
27. Красс М.С., Мерзликін В.Г. Радиационная теплофизика снега и льда. Л.: Гидрометеиздат, 1990. 262 с.
28. Glendinning J.H.G., Morris E.M. Incorporation of spectral and directional radiative transfer in a snow model // Hydrological Processes. 1999. V. 13. P. 1761–1772.
29. Электронный ресурс: <http://www.ecmwf.int>
30. Dee D.P., Uppala S.M., Simmons A.J., Berrisford P., Poli P., Kobayashi S., Andrae U., Balmaseda M.A., Balsamo G., Bauer P., Bechtold P., Beljaars A.C.M., van de Berg L., Bidlot J., Bormann N., Delsol C., Dragani R., Fuentes M., Geer A.J., Haimberger L., Healy S.B., Hersbach H., Hólm E.V., Isaksen L., Kållberg P., Köhler M., Matricardi M., McNally A.P., Monge-Sanz B.M., Morcrette J.-J., Park B.-K., Peubey C., de Rosnay P., Tavolato C., Thépaut J.-N., Vitart F. The ERA-Interim reanalysis: configuration and performance of the data assimilation system // Quarterly Journ. of the Royal Meteorological Society. 2011. V. 137. P. 553–597. doi: 10.1002/qj.828.
31. Электронный ресурс: NCEP Reanalysis 2 data provided by the NOAA/OAR/ESRL PSD, Boulder, Colorado, USA, from their Web site at <http://www.esrl.noaa.gov/psd/>
32. Kanamitsu M., Ebisuzaki W., Woollen J., Yang S-K, Hnilo J.J., Fiorino M., Potter G. L. NCEP-DOE AMIP-II Reanalysis (R-2) // Bulletin of the American Meteorological Society. November 2002. P. 1631–1643.
33. Drusch M., Vasiljevic D., Viterbo P. ECMWF's global snow analysis: Assessment and revision based on satellite observations // Journ. of Applied Meteorology and Climatology. 2004. № 43. P. 1282–1294.
- from PILPS 2(d). Journ. of Hydrometeorology. 2001, 2 (1): 7–25.
21. Rutter N., Essery R., Pomeroy J., Altimir N., Andreadis K., Baker I., Barr A., Bartlett P., Boone A., Deng H., Douville H., Dutra E., Elder K., Ellis C., Feng X., Gelfan A., Goodbody A., Gusev Y., Gustafsson D., Hellstrom R., Hirabayashi Y., Hirota T., Jonas T., Koren V., Kuragina A., Lettenmaier D., Li W.-P., Luce C., Martin E., Nasonova O., Pumpanen J., Pyles R.D., Samuelsson P., Sandells M., Schadler G., Shmakin A., Smirnova T.G., Stahli M., Stockli R., Strasser U., Su H., Suzuki K., Takata K., Tanaka K., Thompson E., Vesala T., Viterbo P., Wilshire A., Xia K., Xue Y., Yamazaki T. Evaluation of forest snow processes models (SnowMIP2). Journ. of Geophys. Research. 2009, 114: D06111. doi:10.1029/2008JD011063.
22. Etchevers P., Martin E., Brown R. Validation of the energy budget of an alpine snowpack simulated by several snow models (SnowMIP project). Annals of Glaciology. 2004, 38: 150–158.
23. Shmakin A.B., Rubinshtein K.G. Validation of the dynamical-statistical method of detailsation of meteorological parameters. Trudy Gidrometeorotentra Rossii. Proc. of the Hydrometcentre of Russia. 2006, 341: 186–208. [In Russian]
24. Shmakin A.B., Turkov D.V., Mikhailov A.Yu. Model of snow cover considering its layered structure and seasonal evolution. Kriosfera Zemli. Earth Cryosphere. 2009, 13 (4): 69–79. [In Russian]
25. Dyunin A.K. Mekhanika meteley. Mechanics of blizzards. Novosibirsk: Siberian Branch of the USSR Academy of Sciences, 1963: 378 p. [In Russian].
26. Kominami Y., Endo Y., Niwano Sh., Ushioda S. Viscous compression model for estimating the depth of new snow. Annals of Glaciology. 1998, 26: 77–82.
27. Krass M.S., Merzlikin V.G. Radiation thermophysics of snow and ice. Leningrad: Hydrometeoizdat, 1990: 262 p. [In Russian].
28. Glendinning J.H.G., Morris E.M. Incorporation of spectral and directional radiative transfer in a snow model. Hydrological Processes. 1999, 13: 1761–1772.
29. <http://www.ecmwf.int>
30. Dee D.P., Uppala S.M., Simmons A.J., Berrisford P., Poli P., Kobayashi S., Andrae U., Balmaseda M.A., Balsamo G., Bauer P., Bechtold P., Beljaars A.C.M., van de Berg L., Bidlot J., Bormann N., Delsol C., Dragani R., Fuentes M., Geer A.J., Haimberger L., Healy S.B., Hersbach H., Hólm E.V., Isaksen L., Kållberg P., Köhler M., Matricardi M., McNally A.P., Monge-Sanz B.M., Morcrette J.-J., Park B.-K., Peubey C., de Rosnay P., Tavolato C., Thépaut J.-N., Vitart F. The ERA-Interim reanalysis: configuration and performance of the data assimilation system. Q.J.R. Meteorol. Society. 2011, 137: 553–597. doi: 10.1002/qj.828
31. NCEP Reanalysis 2 data provided by the NOAA/OAR/ESRL PSD, Boulder, Colorado, USA, from their Web site at <http://www.esrl.noaa.gov/psd/>
32. Kanamitsu M., Ebisuzaki W., Woollen J., Yang S-K, Hnilo J.J., Fiorino M., Potter G. L. NCEP-DOE AMIP-II Reanalysis (R-2). Bulletin of the American Meteorological Society. November 2002: 1631–1643.
33. Drusch M., Vasiljevic D., Viterbo P. ECMWF's global snow analysis: Assessment and revision based on satellite observations. Journ. of Applied Meteorology. 2004, 43: 1282–1294.

# ПОДЗЕМНЫЕ ЛЬДЫ И НАЛЕДИ

УДК 551.340

doi:10.15356/2076-6734-2016-3-381-386

## О преимуществах бассейнового подхода при изучении закономерностей распространения наледей

© 2016 г. В.В. Шепелев

Институт мерзлотоведения имени П.И. Мельникова СО РАН, Якутск, Россия  
sheply@mpi.ysn.ru

## Advantages of the basin approach for investigations of aufeises (naleds)

V.V. Shepelev

Melnikov Permafrost Institute, Siberian Branch, Russian Academy of Sciences, Yakutsk, Russia  
sheply@mpi.ysn.ru

Received 1 April, 2016

Accepted June 15, 2016

**Keywords:** aufeis, basin approach, icing, icing formation, naled, relative icing coefficient, river basin, permafrost.

### Summary

Formation of aufeises (naleds) is rather widely distributed cryogenic process in the permafrost zone, therefore naleds are reasonably called the seasonal glaciation of the planet. The ever-increasing interest in aufeises significantly extends the thematic focus of studying them. Various methodological approaches (basin, geological-structural, lithologic-facies, statistical, etc.) are used to reveal regularities of the aufeis occurrence. Using several river basins in Yakutia and its territory as the examples, the perspectivity of the basin approach for investigation of the aufeis distribution is substantiated in this study. The results demonstrated the clear relationship between the quantitative indicators of areal distribution of naleds and altitudes of places of their formation for individual river basins. This relationship suggests that aufeises in river basins of the permafrost zones are important elements in the water-balance and water exchange, which is closely interrelated with not only climatic and morphometric characteristics of a basin, but it does also correlate with its hydrological, hydrogeological, geological, geocryological, landscape and other conditions.

Поступила 1 апреля 2016 г.

Принята к печати 15 июня 2016 г.

**Ключевые слова:** бассейновый подход, коэффициент относительной наледности, криолитозона, наледеобразование, наледь, речной бассейн.

Для конкретных речных бассейнов Якутии и территории республики в целом автором рассчитаны количественные показатели площадного распространения наледей и высотного распределения мест их формирования. Выявленные закономерности подчёркивают, что наледи представляют собой важный водно-балансовый и водообменный элемент речных бассейнов криолитозоны.

### Введение

Наледами принято называть ледяные массивы, образующиеся при замерзании периодически изливающихся на дневную поверхность природных или техногенных вод [1]. Масштабы распространения наледей, особенно в северных регионах, весьма значительны, поэтому их справедливо называют сезонным оледенением нашей планеты, интерес к изучению которого неуклонно растёт. Помимо исследования наледей как высоко динамичных ледовых образований, представляющих собой продукт определённой физико-географической обстановки, они привлекают

внимание как регулятор стока северных рек, как показатель гидрогеологических, геологических, геокриологических и других природных условий. Особое значение имеет изучение наледей при инженерно-геологических изысканиях, поскольку их присутствие существенно осложняет строительство и эксплуатацию железных и автомобильных дорог, мостов, трубопроводов, зданий и других сооружений в северных регионах. Разностороннее внимание к наледам создало определённые трудности не только в разработке единой методики их изучения, но и в систематизации, и в обобщении результатов исследований наледных процессов и явлений [2, 3].

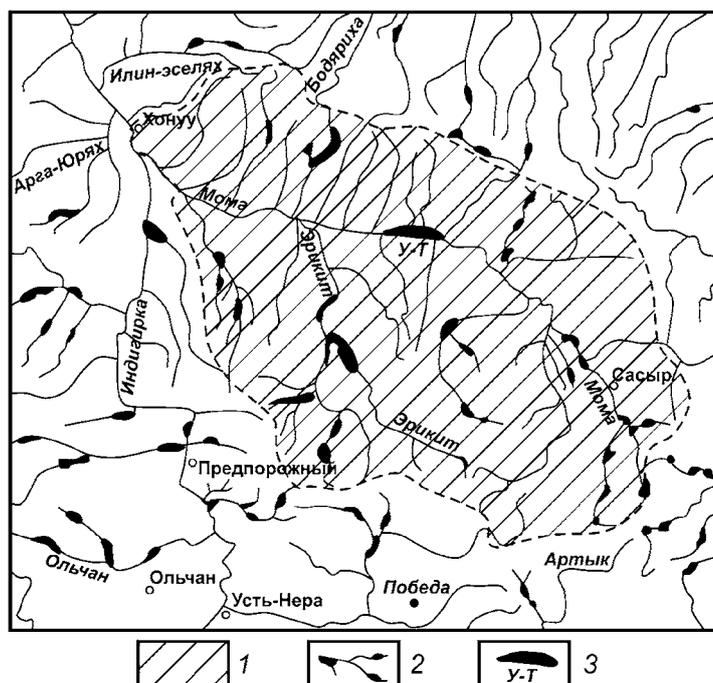
### Изучение закономерностей пространственного размещения наледей

При изучении особенностей распространения наледей по площади исследуемой территории используются следующие методические подходы: бассейновый, геолого-структурный, литолого-фациальный, статистический и др. [1, 4–6]. Выбор того или иного подхода определяется целевым назначением и детальностью исследований, степенью изученности и изменчивостью климатических, геологических, гидрогеологических, геоморфологических и других природных условий, масштабностью наледообразования и т.д. Тем не менее, при исследовании особенностей распространения наледей на территории криолитозоны наиболее предпочтителен из перечисленных бассейновый подход. Связано это, прежде всего, с тем, что суровые климатические условия и широкое распространение многолетнемерзлых пород предопределяют концентрацию наледей подземных вод в речных долинах.

Общеизвестно, что, благодаря отепляющему воздействию поверхностных водотоков на подстилающие многолетнемерзлые породы, в речных долинах создаются наиболее благоприятные мерзлотно-геотермические условия, способствующие формированию под руслами рек линейных таликовых зон. Последние служат своеобраз-

ными коллекторами для аккумуляции, стока и разгрузки подземных вод. В этом случае наледы, образуемые в долинах рек, представляя собой своеобразный элемент водного баланса речного бассейна, не только служат показателем ресурсов подземных и поверхностных вод и их взаимосвязи, но и отражают общие особенности гидрологических, геоморфологических, мерзлотных, гидрогеологических, геологических, ландшафтных и других условий водосборной площади. Как справедливо отмечают некоторые исследователи, в речном бассейне, где формируются наледы, существует определённое динамическое равновесие между наледообразовательным процессом и уровнем развития водосбора, обусловленное воздействием различных природных факторов [7].

Для отдельно взятого речного бассейна можно установить различные количественные характеристики распространения наледей. Так, в бассейне р. Мома (Восточная Якутия), площадь которого составляет 27 120 км<sup>2</sup>, ежегодно формируется около 80 гигантских наледей, включая крупнейшую в мире наледь Улахан-Тарын (рис. 1). Суммарная площадь наледей в бассейне этой реки составляет 428 км<sup>2</sup> [6, 8]. Наледи развиты как в долине основной реки (24,6% общей площади всех наледей бассейна), так и на левобережных (54,6%) и правобережных (20,8%) её притоках. Коэффициент относительной наледности (от-



**Рис. 1.** Схема расположения гигантских наледей в бассейне р. Мома:

1 – территория расчётного бассейна; 2 – наледы; 3 – наледь Улахан-Тарын

**Fig. 1.** Schematic map showing the location of giant icings in the Moma River basin:

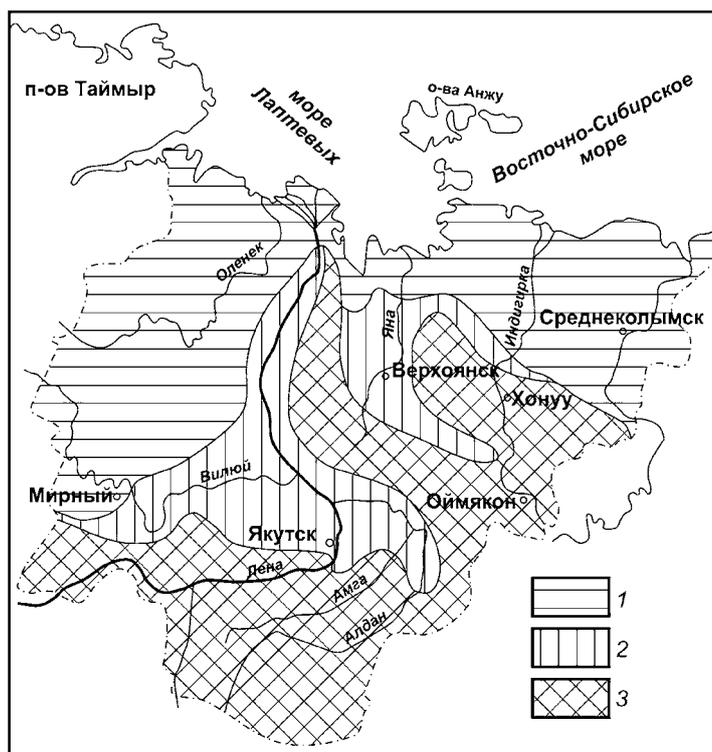
1 – estimation area; 2 – icings; 3 – Ulakhan-Taryn icing

ношение суммарной площади наледей к общей площади бассейна реки) составляет 1,58. Самые большие наледи в рассматриваемом бассейне отмечаются в долине основной реки.

Преимущественно сплошное распространение многолетнемёрзлых пород в наледных районах и значительные масштабы наледообразования не позволяют применять на таких территориях общепринятые методы оценки естественных ресурсов подземных вод. Для этой цели, а также для определения степени влияния процессов наледообразования на сток рек предложено использовать следующие количественные показатели развития наледей в речных бассейнах [8, 9]: 1) объём наледного питания, под которым понимается общее количество воды, сосредоточенной в наледях за зимний период и участвующей в весенне-летнее время в речном стоке,  $\text{м}^3$ ; 2) величина наледного питания, т.е. суммарный расход подземных вод, идущих на формирование наледей,  $\text{м}^3/\text{с}$ ; 3) величина наледного стока, т.е. объём наледного питания, отнесённый к периоду таяния наледей,  $\text{м}^3/\text{с}$ ; 4) модули наледного питания и стока,  $\text{л}/(\text{с}\cdot\text{км}^2)$ ; 5) слой наледного питания и стока, мм. Наледные показатели для бассейна р. Мома, рассчитанные по существующим методикам, таковы: объём наледного пита-

ния —  $308,4\cdot 10^6 \text{ м}^3$ ; величина наледного питания —  $20,96 \text{ м}^3/\text{с}$ ; значение наледного стока —  $73,43 \text{ м}^3/\text{с}$ ; модуль наледного питания —  $0,97 \text{ л}/(\text{с}\cdot\text{км}^2)$ ; слой наледного стока —  $14,3 \text{ мм}$  [8].

Используя бассейновый подход, можно составлять карты и схемы распространения наледей как для отдельных речных бассейнов, так и для территорий крупных административных регионов. В зависимости от детальности и масштабности территориальных обобщений может быть выбран и соответствующий размер речных бассейнов, принимаемый в качестве расчётного уровня генерализации сведений о распространении наледей. Так, для обзорных и мелкомасштабных обобщений расчётными могут быть приняты бассейны VI–VII порядков. На рис. 2 представлена схема распространения наледей на территории Якутии. Построена она на основе использования в качестве расчётного уровня генерализации речных бассейнов VII порядка. Составленная схема показывает, что в распространении наледей на территории Якутии отчётливая широтная зональность отсутствует. В основном наледи сконцентрированы в речных бассейнах Восточной и Южной Якутии, где наблюдается контрастный горный рельеф и отмечается высокая степень неравномерности развития продольного профиля рек.



**Рис. 2.** Схема относительной наледности для территории Якутии:

1 – менее 0,01; 2 – 0,01–0,5; 3 – более 0,5

**Fig. 2.** Schematic map of Yakutia showing relative icing coverage.

1 – below 0.01; 2 – 0.01–0.5; 3 – above 0.5

Использование бассейнового подхода при изучении закономерностей распространения наледей не исключает применения других методов. Так, на основе геолого-структурного подхода к изучению распространения наледей в горных районах Восточной Якутии П.Ф. Швецовым [10], Г.К. Клещевым [11] и О.Н. Толстихиным [12] выявлены особенности связи процессов наледобразования с разломной тектоникой и тектоническими нарушениями надвигового типа. Применение литолого-фациального подхода позволило М.М. Корейше [13], Е.М. Катасонову [14], В.С. Шейнкману и И.А. Некрасову [15, 16], И.А. Некрасову [17] связать формирование и распространение наледей в некоторых районах Якутии с динамикой развития ледников, ледниковых форм и стадиями дегляциации.

### Оценка распределения наледей по высотным отметкам мест их формирования

Особенности вертикального распределения наледей также изучаются на основе использования отмеченных ранее методических подходов. Для условий криолитозоны предпо-

чителен опять же бассейновый подход, который позволяет более комплексно исследовать особенности распределения наледей по высотным зонам и, в частности, связывать их расположение с основными количественными показателями речных бассейнов – средней высотой водораздела, отметкой базиса эрозии реки, изменением с высотой расхода и объема речного стока и т.д. На составленной на рис. 3 схеме распределения наледей по абсолютным отметкам мест их формирования выделено два высотных пояса: предналедный, или пояс концентрации и аккумуляции водно-тепловой энергии бассейна ( $\Delta H_{\text{пнп}} = 700$  м); наледный, или пояс транзита и разгрузки водно-тепловой энергии речной системы ( $\Delta H_{\text{нп}} = 1100$  м). Кривая распределения наледей по абсолютным отметкам мест их формирования асимметрична с пологой верхней линией и крутой нижней. Максимум развития наледей приходится на абсолютные отметки 400–600 м и в морфологическом отношении приурочен к выходу рек из горной части в равнинную.

Отметим, что отношение значений наледного высотного пояса к предналедному для бассейна р. Мома составляет 1,57, т.е. почти точно соответствует коэффициенту относительной на-

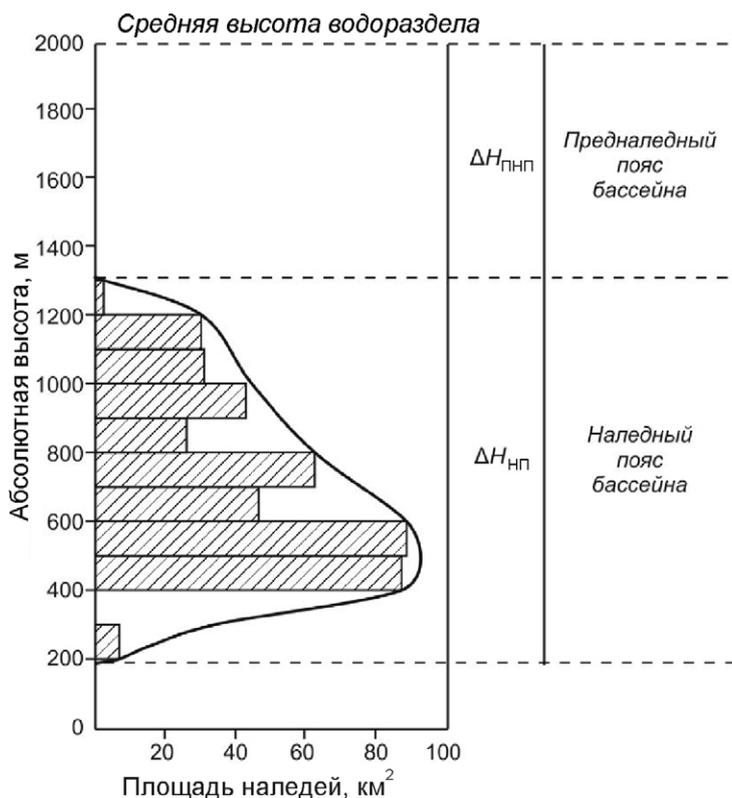


Рис. 3. Распределение наледей в бассейне р. Мома по высотным отметкам мест их формирования.

Fig. 3. Altitudinal distribution of icings in the Moma River basin

ледности этого бассейна – 1,58. Данное обстоятельство указывает на существование определённой связи между распространением наледей по площади и высотным их распределением для отдельных речных систем криолитозоны. Этот факт показывает, что наледи в речных системах криолитозоны относятся к важным водно-балансовым и водообменным элементам, тесно связанным не только с общими климатическими и морфометрическими характеристиками речного бассейна, но и с его гидрологическими, гидрогеологическими, геологическими, геокриологическими, ландшафтными и другими условиями.

Геолого-структурный подход к анализу распределения наледей по высотным зонам наиболее детально и всесторонне разработан О.Н. Толстихиным [9], хотя отдельные примеры использования этого подхода есть и в работах других исследователей [18]. Сущность данного подхода заключается в том, что анализ расположения наледей по высотным отметкам проводится для отдельных типов гидрогеологических структур (гидрогеологических массивов, вулканогенных супербассейнов и др.), выделяемых, в свою очередь, на основе геолого-структурного принципа. Интервал абсолютных отметок, в пределах которых концентрируются наледи в той или иной гидрогеологической структуре (наледный пояс структуры), определяется, по мнению О.Н. Толстихина, в основном морфологией соответствующего гидрогеологического бассейна [9]. Однако наледную поясность гидрогеологических структур в этом случае, по существу, можно связать и с морфометрическими особенностями отдельных речных бассейнов, в частности с величиной и характером изменения продольного профиля рек, абсолютными отметками водоразделов и другими показателями.

Использование литолого-фациального подхода к анализу высотного распределения наледей в горных районах Восточной Якутии позволило выявить лишь некоторые качественные закономерности [10, 16]. Например, отмечена приуроченность наледей к определённым участкам ригельно-моренных комплексов, развитых в троговых речных долинах горной системы Черского. Выделены были, в частности, наледи трёх типов: верховые (предригельные), ригельные и низовые, т.е. выявлен своеобразный вертикальный наледно-гляциальный комплекс в речных долинах трогового типа. Заметим, что данный подход представляет собой, по сути, частный вариант бассейнового подхода и применим только к речным долинам, расположенным в ледниковых районах криолитозоны.

### Заключение

В условиях криолитозон, для которых характерны суровый климат и широкое развитие многолетнемерзлых пород, наледи образуются в основном в речных долинах. При изучении особенностей развития наледей существенное преимущество имеет бассейновый подход, использование которого позволяет более комплексно подходить к выявлению закономерностей распределения наледей как по площади, так и по высотным зонам. Всё это указывает на необходимость дальнейшего совершенствования данного методического подхода при изучении наледей и использовании выявленных закономерностей для уточнения гидрологических, гидрогеологических, ландшафтных, геолого-структурных, геокриологических, инженерно-геологических и других природных условий различных речных бассейнов криолитозоны.

### Литература

1. Гляциологический словарь / Ред. В.М. Котляков. Л.: Гидрометеиздат, 1984. 528 с.
2. Алексеев В.Р. Основные проблемы наледеведения // Проблемы наледеведения. Новосибирск: Наука, 1991. С. 5–23.
3. Алексеев В.Р. Криология Сибири: избранные труды. Новосибирск: Академическое изд-во «Гео», 2008. 483 с.
4. Колотаев В.Н., Абакуменко А.Е. Информативный анализ в исследовании наледей // Пробле-

### References

1. *Glyatsiologicheskii slovar'*. Dictionary of glaciology. Ed. V.M. Kotlyakov. Leningrad: Gidrometeoizdat, 1984: 528 p. [In Russian].
2. *Alekseev V.R. Main problems of icing formation. Problemy naledevedeniya*. Problems in Icing Studies. Novosibirsk: Nauka, 1991: 5–23. [In Russian].
3. *Alekseev V.R. Kriologiya Sibiri: izbrannye trudy*. Cryology of Siberia: selected publications. Novosibirsk: Academic Publishing House "Geo", 2008: 483 p. [In Russian].
4. *Kolotaev V.N., Abakumenko A.E. Information analysis in icing studies. Problemy naledevedeniya*. Problems in

- мы наледеведения. Новосибирск: Наука, 1991. С. 90–95.
5. Соколов Б.Л. Поля характеристик наледей // МГИ. 1986. № 55. С. 133–147.
  6. Шепелев В.В. Надмерзлотные воды криолитозоны. Новосибирск: Академическое изд-во «Гео», 2011. 169 с.
  7. Кравченко В.В., Гизетдинов А.М., Черных О.А. Наледные системы речных бассейнов как результат взаимодействия поверхностных и подземных вод // Проблемы наледеведения. Новосибирск: Наука, 1991. С. 66–76.
  8. Шепелев В.В. Оценка наледного питания и наледного стока бассейнов рек Момы и Тихон-Юрях (притоки р. Индигирки) // Геокриол. и гидрогеол. исследования Сибири. Якутск: Якутское книжное изд-во, 1972. С. 187–190.
  9. Толстухин О.Н. Наледи и подземные воды Северо-Востока СССР. Новосибирск: Наука, 1974. 164 с.
  10. Швецов П.Ф. Подземные воды Верхояно-Колымской горно-складчатой области и особенности их проявления, связанные с низкотемпературной вечной мерзлотой. М.: Изд-во АН СССР, 1951. 279 с.
  11. Клещев Г.К. Наледи и неотектоника Северо-Восточного Приколывья // Тр. Воронежского ун-та. 1963. Т. 62. С. 201–209.
  12. Толстухин О.Н. Наледи и неотектоника Северо-Восточной Якутии // Советская геология. 1966. № 8. С. 106–127.
  13. Корейша М.М. Региональный анализ генезиса и развития наледей // Исследования мерзлых грунтов в районах освоения. М.: Стройиздат, 1987. С. 49–57.
  14. Катасонов Е.М. Переуглубленные ледниковые долины и их значение в образовании крупных многолетних наледей // Материалы IV совещ. по подземным водам Сибири и Дальнего Востока. Иркутск–Владивосток, 1964. С. 71–76.
  15. Шейнкман В.С., Некрасов И.А. Приледниковые наледные явления горной системы Черского // Гидрогеологические условия мерзлой зоны. Якутск: Якутское книжное изд-во, 1976. С. 86–96.
  16. Шейнкман В.С., Некрасов И.А. Наледи приледниковой зоны гор Восточной Сибири // Общее мерзлотоведение. Новосибирск: Наука, 1978. С. 151–156.
  17. Некрасов И.А. Современное оледенение и наледы // Мерзлотно-гидрогеологические условия Восточной Сибири. Новосибирск: Наука, 1984. С. 25–30.
  18. Пигузова В.М., Гостихин О.Н. Некоторые вопросы исследования наледей // Мерзлотно-гидрогеотермические и гидрогеологические исследования на Востоке СССР. М.: Наука, 1967. С. 30–40.
  - Icing Studies. Novosibirsk: Nauka, 1991: 90–95. [In Russian].
  5. Sokolov B.L. Fields of icing characteristics. *Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovaniy*. Data of Glaciological Studies. 1986, 55: 133–147. [In Russian].
  6. Shepelev V.V. *Nadmerzlotnye vody kriolitozony*. Suprapermafrost waters in the cryolithozone. Novosibirsk: Academic Publishing House “Geo”, 2011: 169 p. [In Russian].
  7. Kravchenko V.V., Gizetdinov A.M., Chernykh O.A. Icing systems of river basins as a result of surface and ground water interaction. *Problemy naledevedeniya*. Problems in Icing Studies. Novosibirsk: Nauka, 1991: 66–76. [In Russian].
  8. Shepelev V.V. Estimation of icing recharge and discharge in the basins of the Moma and Tikhon-Yuryakh rivers (Indigirka tributaries). *Geokriologicheskie i gidrogeologicheskie issledovaniya Sibiri*. Geocryological and hydrogeological studies in Siberia. Yakutsk, 1972: 187–190. [In Russian].
  9. Tolstikhin O.N. *Naledi i podzemnye vody Severo-Vostoka SSSR*. Icings and groundwater in the North-Eastern USSR. Novosibirsk: Nauka, 1974: 164 p. [In Russian].
  10. Shvetsov P.F. *Podzemnye vody Verkhoyano-Kolymskoy gorno-skladchatoy oblasti i osobennosti ikh proyavleniya, svyazannye s nizkotemperaturnoy vechnoy merzlotoy*. Groundwater in the Verkhoyansk-Kolyma fold mountain region and its manifestations related to cold permafrost. Moscow: USSR Academy of Sciences, 1951. 279 p. [In Russian].
  11. Kleshchev G.K. Icings and neotectonics of the north-eastern Kolyma region. *Trudy Voronezhskogo Universiteta*. Proc. of the Voronezh University. 1963, 62: 201–209. [In Russian].
  12. Tolstikhin O.N. Icings and neotectonics of north-eastern Yakutia. *Sovetskaya Geologiya*. Soviet Geology. 1966, 8: 106–127. [In Russian].
  13. Koreysha M.M. Regional analysis of icing origin and development. *Issledovaniya merzlykh gruntov v rayonakh osvoeniya*. Frozen ground studies in the areas under development. Moscow, 1987: 49–57. [In Russian].
  14. Katasonov E.M. Overdeepened glacial valleys and their role in the formation of large perennial icings. *Materialy IV soveshchaniya po podzemnym vodam Sibiri i Dal'nego Vostoka*. Proc. of the IV Conf. on Groundwater in Siberia and Far East. Irkutsk–Vladivostok, 1964: 71–76. [In Russian].
  15. Sheinkman V.S., Nekrasov I.A. Icing phenomena in proglacial areas of the Chersky Mountain System. *Gidrogeologicheskie usloviya merzloy zony*. Hydrogeological conditions in the frozen zone. Yakutsk, 1976: 86–96. [In Russian].
  16. Sheinkman V.S., Nekrasov I.A. Icings in the proglacial zone of East Siberian mountains. *Obshchee merzlotovedenie*. General Geocryology. Novosibirsk: Nauka, 1978: 151–156. [In Russian].
  17. Nekrasov I.A. Modern glaciation and icings. *Merzlotno-gidrogeologicheskie usloviya Vostochnoy Sibiri*. Permafrost and hydrogeological conditions in East Siberia. Novosibirsk: Nauka, 1984: 25–30. [In Russian].
  18. Piguzova V.M., Tolstikhin O.N. Some issues of icing research. *Merzlotno-gidroteotermicheskie i gidrogeologicheskie issledovaniya na vostoke SSSR*. Permafrost hydrogeothermal and hydrogeological investigations in the East of USSR. Moscow: Nauka, 1967: 30–40. [In Russian].

# Морские, речные и озёрные льды

УДК 37.25.15

doi:10.15356/2076-6734-2016-3-387-398

## Динамика кромки заприпайной полыньи в Обской губе и прогноз её широтного положения

© 2016 г. А.В. Попов<sup>1\*</sup>, Н.В. Кубышкин<sup>1</sup>, А.В. Рубченя<sup>2</sup>, Д.В. Драбенко<sup>1</sup><sup>1</sup>Арктический и Антарктический научно-исследовательский институт, Санкт-Петербург;<sup>2</sup>Санкт-Петербургский государственный университет, Институт наук о Земле, Санкт-Петербург<sup>1\*</sup>pp6077@mail.ru

### Dynamics of polynya in the River Ob Bay and predicting of its location

A.V. Popov<sup>1</sup>, N.V. Kubishkin<sup>1</sup>, A.V. Rubchenia<sup>2</sup>, D.V. Drabenko<sup>1</sup><sup>1</sup>Arctic and Antarctic Research Institute, St.-Petersburg, Russia<sup>2</sup>St. Petersburg University, Institute of Earth Sciences, St.-Petersburg, Russia<sup>1\*</sup>pp6077@mail.ru

Received April 12, 2016

Accepted July 8, 2016

Keywords: Arctic Oscillation, Kara Sea, North Atlantic Oscillation, Ob Bay, polynya, Yamal, water coast.

#### Summary

Dynamics of the ice edge of (flaw lead) a large polynya in the River Ob Bay was investigated over the period 1997–2016 on the basis of satellite data. More than 800 satellite images were analyzed during the investigation. Relationship between the obtained time series of changing latitude of the ice edge and time series of air temperature, wind and indices of Wangerheim–Girs, the Arctic Oscillation (AO), and North Atlantic Oscillation (NAO) was studied by means of the correlation analysis. The statistical analysis made it possible to reveal that southern position of the ice edge in autumn indicated to warmer winter months. Boundaries of the polynya during every next decade were identically determined by its position during the preceding period, and therewith the pronounced trend of the ice edge shift to south was noticed in 1997–2012. In addition, periodic fluctuations with two different periods were found against the background of trend. During 1996–2006 the fluctuations were quasi-biennial while after 2006 the period of fluctuations increased up to 4–5 years. Effort to predict the ice edge position aimed at determination of the polynya boundaries in January–February of 2016 was undertaken; data on the air temperature and latitude of the ice edge position for preceding period were used as the predictors. The difference between the prediction and actual data was equal to  $0.01 \div -0.43$  of latitude with the average value for six decades equal to  $0.11^\circ$ . Analysis of inter-annual variability of the edge position indicated that the most close relationship took place with the Wangerheim–Girs index  $E$  in May (coefficient of correlation  $r = -0.73$ ). Maximal values of  $r$  exceeding  $\pm 0.7$  were calculated for the Arctic Oscillation indices in February with a positive shift of one year. When investigating long-term large-scale changes of climatic parameters, analysis of anomalies of average latitude values of the polynya southern boundary had been performed. This allowed to reveal that period of 2005–2006 was a point of inflection. This substantiates the known thesis (conclusion) that a well developed polynya exerts the warming effect on adjacent territories.

Поступила 12 апреля 2016 г.

Принята к печати 8 июля 2016 г.

Ключевые слова: Арктическая осцилляция, заприпайная полынья, индекс Вангенгейма–Гирса, Карское море, кромка льда, Обская губа, припай, Северо-Атлантическое колебание, Ямал.

На основе спутниковых данных рассматривается динамика кромки заприпайной полыньи в Обской губе за период 1997–2016 гг. Граница полыньи в каждую последующую декаду почти однозначно определялась её положением в предшествующий период. Анализ межгодовой изменчивости положения кромки показал, что наибольшая связь прослеживается с индексом Вангенгейма–Гирса  $E$  в мае. Максимальные значения  $r$ , превышающие  $\pm 0,7$ , получены для февральских индексов Арктической осцилляции со сдвигом на один год.

#### Введение

Освоение нефтегазовых запасов Ямала и строительство завода по сжижению газа в Сабетте привели к резкому росту транспортной

активности на акватории Обской губы. Авторы работы [1] выполнили анализ особенностей формирования заприпайной полыньи в северной части Обской губы с акцентом на район о. Халэвнго на северной границе губы – место,

планируемое для строительства завода для сжижения природного газа. Однако в 2010-е годы место для этого завода было перенесено южнее — к посёлку Сабетта, где в настоящее время идёт строительство морского порта. С 2011 г. здесь происходит круглогодичная навигация. В течение всего периода проектирования и портового строительства выполнялся подробный мониторинг ледовых процессов в северной части губы с использованием спутниковых снимков и полевых наблюдений. Обзор спутниковой информации за 1997–2006 гг., выполненный в работе [1], актуализирован в настоящей статье с привлечением новых данных — до 2016 г. включительно.

Заприпайные полыньи — неотъемлемая часть зимнего ледово-гидрологического режима арктических морей. Их существование полностью зависит от ветрового режима над морем. Они представляют собой значительные по ширине и протяжённости (от десятков до сотен километров) участки с чистой водой или молодым льдом толщиной от 5 до 30 см, а также зоны редких и разреженных льдов сплочённостью не более 5 баллов, которые образуются между припаем и дрейфующими льдами в холодный период. Обь-Енисейская заприпайная полынья постоянно существует в южной части Карского моря к северу от Обской губы и Енисейского залива. Повторяемость эпизодов существования данной полыньи за период спутниковых наблюдений с 1978 по 2016 г., рассчитанная по декадным данным, изменяется от 16 до 65% в ноябре, до 86–92% в марте при среднем за холодный сезон значении 83%. Устьевая полынья — неотъемлемая часть Обь-Енисейской заприпайной полыньи, поэтому она также квазипостоянна. Исследование динамики границы полыньи имеет несомненный научный и практический интерес.

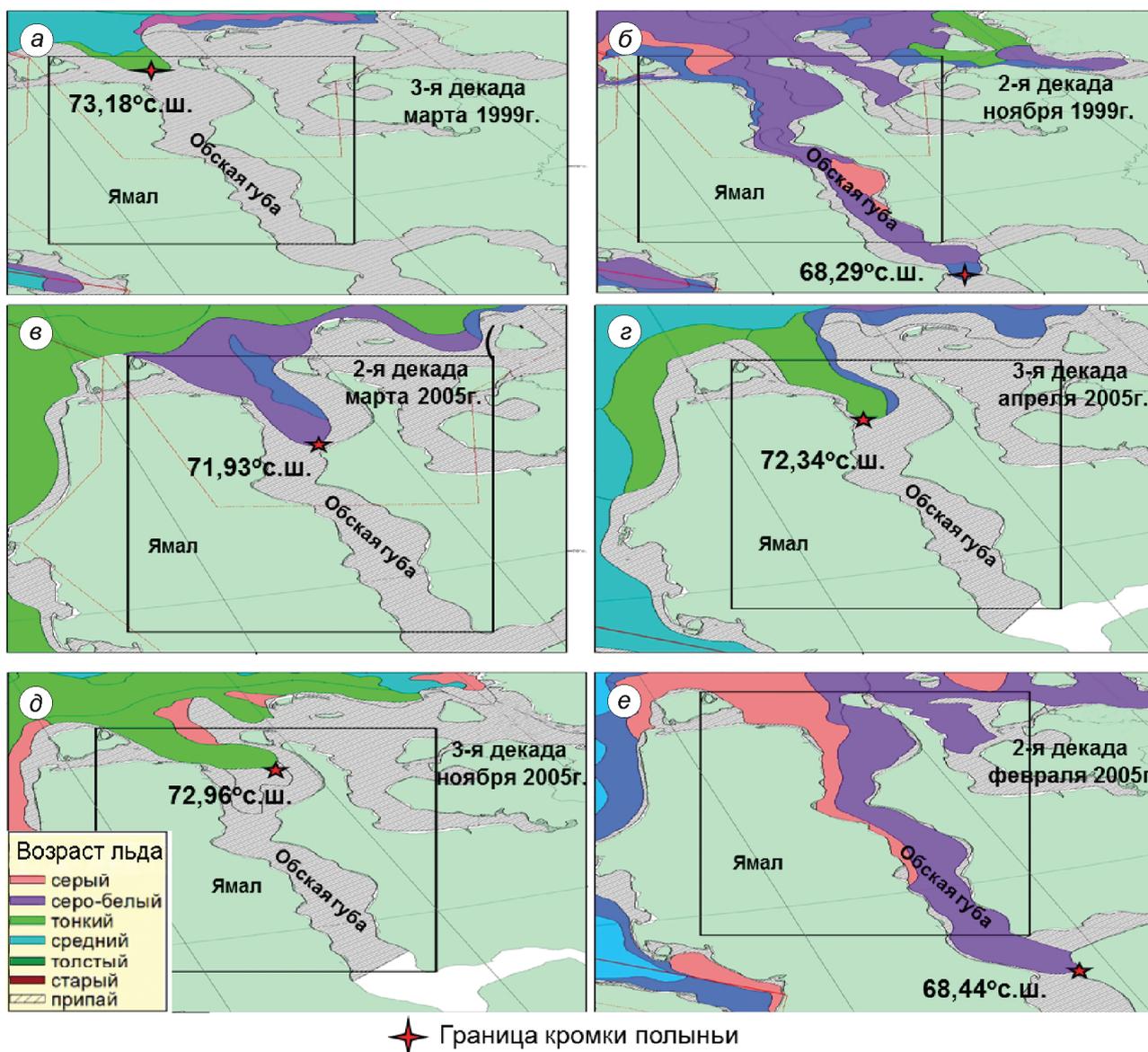
### Материалы и методы

Для определения положения границы полыньи в Обской губе с электронных ледовых карт из архива Арктического и Антарктического научно-исследовательского института (ААНИИ) с использованием ГИС-технологии снимались координаты самой южной точки полыньи. Не-

которые из этих карт представлены на рис. 1. Всего было обработано более 800 карт за все ледовые сезоны (октябрь—июль) за период с 1997 по 2016 г. Наибольший интерес представляют значения широты, так как необходимо знать, насколько далеко на юг или на север распространилась полынья. Для удобства дальнейшей обработки все данные усреднялись по декадам (10 дней). Кроме того, для каждого ледового сезона рассчитаны средние и медианные значения широты южной границы полыньи в северной части Обской губы.

В результате были получены временные ряды двух видов: 1) многолетние ряды значений широты границы полыньи в каждую из декад ледового сезона (октябрь—июль) за период с 1997 по 2015 г.; 2) совокупность рядов, описывающих временную изменчивость в пределах каждого из 18 ледовых сезонов. Статистический анализ всей совокупности данных показал, что самое северное положение границы полыньи отмечалось в третью декаду марта 1999 г. (см. рис. 1, *a*), а самое южное — во вторую декаду ноября 2015 г. (см. рис. 1, *б*). Минимальная амплитуда внутрисезонной изменчивости отмечена в сезон 2004/05 г., когда разница между самым северным и самым южным положением границы полыньи составила всего  $0,41^\circ$  широты (см. рис. 1, *в*, *г*). Наибольшее расхождение положения южной границы полыньи отмечалось в сезон 2009/10 г. — интервал изменений достиг  $4,52^\circ$  широты (см. рис. 1, *д*, *е*). Столь же значительные вариации положения границы полыньи можно ожидать в сезон 2015/16 г. Выяснению причин миграции южной границы полыньи в северной части Обской губы и посвящено настоящее исследование.

Для определения взаимообусловленности изменений положения южной границы полыньи внутрисезонных циклов выполнен корреляционный анализ совокупности многолетних рядов средних за декаду значений широты южной границы полыньи. Взаимное влияние рядов средних за декаду значений широты границы полыньи весьма значительно. Эта зависимость усиливается при переходе от зимы к весне: если во вторую декаду декабря всего четыре из 18 коэффициентов корреляции были значимы и превысили значение 0,6, то со второй декады марта все коэффициенты были значимы, причём 89%



**Рис. 1.** Положение южной границы полыньи в северной части Обской губы: *a* – самое северное и *б* – самое южное за весь период исследований; амплитуды смещения границы полыньи в течение одного сезона: *в, г* – минимальные; *д, е* – максимальные

**Fig. 1.** Southern ice edge location of polynya in northern part of Ob Bay: *a* – most northern and *б* – most southern for all period of research; amplitudes of ice edge shift of polynya during a season: *в, г* – minimum; *д, е* – maximum; fig. *д* – shows the age of ice (downwards: grey, grey-white, thin, middle, thick, old, fast ice); asterisk at the figure shows the border of lead edge

из них превысили 0,7. Анализ матрицы коэффициентов корреляции показывает, что межгодовая изменчивость ряда средних значений зависит главным образом от межгодовых изменений в январе, второй декаде февраля, первой декаде марта и в конце апреля – начале мая.

Межгодовая изменчивость ряда медианных значений определяется изменениями в январе–апреле при максимальном влиянии рядов во

второй декаде февраля и первой декаде марта, когда коэффициент корреляции составил 0,90–0,93. Фрагмент корреляционной матрицы приведён в табл. 1. Как видно из этой таблицы, со второй декады апреля положение границы полыньи в каждую последующую декаду практически однозначно определялось её положением в предшествующий период – коэффициент корреляции находится в пределах 0,82–0,97.

Таблица 1. Фрагмент корреляционной матрицы коэффициентов корреляции взаимосвязи временных рядов среднедекадных (10 дней) значений широты южной границы полыньи в Обской губе

Месяц/декада*	3/1	3/2	3/3	4/1	4/2	4/3	5/1	5/2	5/3	6/1	6/2	6/3	Среднее	Медиана
3/1	1,00													
3/2	0,75	1,00												
3/3	0,73	0,81	1,00											
4/1	0,62	0,67	0,69	1,00										
4/2	0,64	0,80	0,81	<b>0,97</b>	1,00									
4/3	0,73	0,85	0,86	0,84	<b>0,94</b>	1,00								
5/1	0,45	0,73	0,74	0,63	0,89	<b>0,95</b>	1,00							
5/2	0,46	0,73	0,67	0,55	<b>0,93</b>	0,88	<b>0,96</b>	1,00						
5/3	0,64	0,74	0,72	0,68	0,88	0,89	0,86	0,84	1,00					
6/1	0,53	0,71	0,76	0,70	0,88	<b>0,90</b>	<b>0,92</b>	0,88	<b>0,96</b>	1,00				
6/2	0,64	0,84	0,83	0,77	<b>0,91</b>	<b>0,95</b>	0,88	0,87	0,87	<b>0,94</b>	1,00			
6/3	0,75	0,85	0,73	0,74	0,81	0,82	0,62	0,67	0,76	0,77	0,83	1,00		
Среднее	0,70	0,65	0,64	0,69	0,73	0,82	0,77	0,68	0,72	0,68	0,78	0,68	1,00	
Медиана	<b>0,93</b>	0,74	0,76	0,70	0,78	0,81	0,59	0,59	0,66	0,61	0,80	0,75	0,82	1,00

\*3/1 – первая декада марта, 3/2 – вторая декада марта и т.д. – обозначения в табл. 1–3.

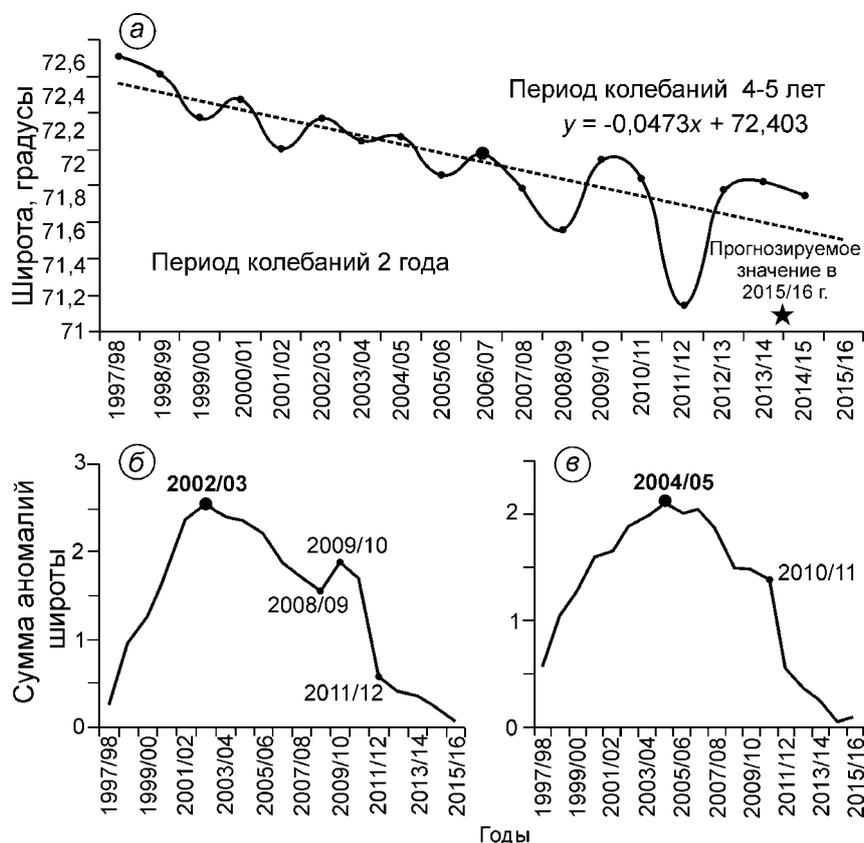
Выявленные зависимости можно использовать для прогнозирования положения кромки с заблаговременностью 5–8 декад, особенно в весенний период, что чрезвычайно важно для прогноза вскрытия Обской губы и планирования летней навигации.

На рис. 2 показаны изменения во времени средних за ледовый период значений широты южной границы полыньи. Отчётливо виден ряд интересных особенностей временной изменчивости. Во-первых, обращает на себя внимание ярко выраженный тренд на смещение границы полыньи к югу. В 1997 г. широта границы составляла 72,51° с.ш., а в 2012 г. – 71,14° с.ш. Во-вторых, на фоне трендового уменьшения широты отмечаются отчётливые периодические колебания, имеющие два различных периода. Как видно на рис. 2, а, с 1997 по 2006 г. наблюдались двухлетние колебания, затем период колебаний скачком увеличился до 4–5 лет. При этом значительно возросла амплитуда колебаний: в начале периода амплитуда составляла всего 0,1–0,2°, а в конце – уже 0,7–0,8°, т.е. увеличилась в 4–8 раз.

При исследовании долгопериодных крупномасштабных изменений климатических параметров часто используется метод построения кривых интегральных аномалий. Временные ряды преобразуются в ряды аномалий, которые затем последовательно суммируются. В ре-

зультате значительных климатических изменений на интегральных кривых формируются точки перегиба, которые характеризуют продолжительную смену знака аномалий. При анализе ансамбля климатически значимых параметров взаимное расположение точек перегиба на временной оси позволяет выделить наиболее значимые процессы и определить их последовательность. Как видно на рис. 2, б, в, ряды аномалий медианных (см. рис. 2, б) и средних (см. рис. 2, в) значений широты южной границы полыньи в Обской губе преобразуются в интегральные кривые разными точками перегиба. Для медианных значений изменение знака интегральных аномалий произошло в ледовый сезон 2002/03 г., а для средних значений – в ледовый сезон 2004/05 г. До этого наблюдался рост суммарных аномалий, т.е. аномалии широты положения кромки имели положительный знак, а после знак аномалии изменился на отрицательный. В соответствии с этим граница полыньи сместилась на юг.

Положение границы полыньи зависит как от местных метеоусловий, так и от межгодовой изменчивости крупномасштабной циркуляции атмосферы. В нашем случае при изучении динамики кромки в северной части Обской губы можно было бы ожидать влияния стокового течения р. Обь. Течения на акватории северной части Обской губы представляют собой сумму



**Рис. 2.** Изменение во времени средних за ледовый период значений широты южной границы полыньи и интегральные кривые значений широты.

Положение северной границы полыньи (а), интегральные кривые аномалий медианных (б) и средних (в) значений широты

**Fig. 2.** Dynamic of mean values of latitude of southern edge of polynya and integral curves of latitude. Northern ice edge of polynya (a), integral curves of anomalies (b) and mean (v) values of latitude

периодической приливо-отливной и непериодической составляющих скоростей течения, являющихся векторной суммой стокового, ветрового и плотностного течений.

Модельные оценки показывают, что в зимний период во всех расчётных точках мода находится в диапазоне 0–5 см/с. Для зимнего периода характерны пониженный речной сток и наличие плотностных течений у дна на значительной части акватории северной части Обской губы. Если рассматривать тепловой сток р. Обь, то он начинает проявляться лишь после прохождения волны паводка, которая достигает района исследований лишь во второй половине июня. Изучение влияния непериодических течений на динамику кромки в условиях отсутствия временных рядов натуральных наблюдений за течениями не представляется возможным. Однако, как будет показано далее, даже

без учёта влияния стокового течения реки получены вполне удовлетворительные результаты прогноза положения границы полыньи.

Для объяснения выявленных особенностей изменения широты южной границы полыньи во времени выполнен корреляционный анализ взаимосвязи описанных выше временных рядов и рядов метеопараметров на о. Белый, а также индексов, характеризующих макроциркуляционные процессы: Вангенгейма–Гирса  $E$ , Северо-Атлантического колебания (САК), Арктической осцилляции (АО). Расчёты выполнялись для двух различных вариантов временных рядов – ежелекандных и ежегодных. В первом варианте рассматривалась взаимосвязь между ежегодными рядами декардных данных. При анализе результатов этих расчётов установлены высокоррелированные связи, причём коэффициент корреляции значительно увели-

Таблица 2. Фрагмент матрицы коэффициентов корреляции синхронной взаимосвязи временных рядов среднедекадных значений широты южной границы польны в Обской губе и рядов среднедекадных значений температуры на о. Белый

Месяц/декада		Средняя за декаду широта южной границы польны							
		12/2	12/3	1/2	2/2	2/3	3/2	5/1	6/1
Средние за декаду значения температуры	12/2	<b>0,70</b>	0,35	0,54	0,88	0,72	0,63	0,69	-0,48
	12/3	0,61	0,34	0,49	0,59	0,50	0,68	0,45	-0,45
	1/1	0,65	0,25	0,30	<b>0,75</b>	0,58	0,60	0,57	-0,40
	1/2	0,65	0,60	0,66	<b>0,83</b>	0,67	<b>0,72</b>	<b>0,70</b>	-0,02
	1/3	0,67	0,27	0,33	<b>0,75</b>	0,62	0,66	0,59	-0,34
	2/1	<b>0,79</b>	0,33	0,49	<b>0,84</b>	0,69	<b>0,74</b>	<b>0,70</b>	-0,41
	2/2	0,64	0,35	0,40	<b>0,84</b>	<b>0,75</b>	0,55	0,62	-0,48
	3/1	0,49	0,29	0,35	<b>0,71</b>	0,60	0,63	0,45	-0,56
	3/2	0,69	0,26	0,47	<b>0,78</b>	0,69	0,65	0,67	-0,52
	3/3	0,37	0,35	0,49	0,53	0,69	0,58	0,38	-0,45
	4/1	0,31	-0,13	0,18	0,50	0,52	0,39	0,22	<b>-0,80</b>
	4/2	<b>0,72</b>	0,42	0,65	<b>0,89</b>	<b>0,82</b>	<b>0,72</b>	0,68	-0,39
	4/3	0,63	-0,01	0,21	0,58	0,58	0,48	0,49	-0,60
	5/2	0,46	0,05	0,23	0,54	0,59	0,63	0,33	-0,50
5/3	0,64	0,00	0,25	0,69	0,60	0,51	0,56	-0,64	
6/1	<b>0,72</b>	0,15	0,32	<b>0,79</b>	0,60	0,63	0,62	-0,46	

чивается при сдвиге рядов по шкале времени. Фрагмент матрицы коэффициентов корреляции связи изменений среднедекадной температуры и широты южной границы представлен в табл. 2, показаны максимальные коэффициенты корреляции для синхронной связи рядов.

Для синхронной связи только 29% коэффициентов в корреляционной матрице (размером 18×18) превышали величину  $R_{кр} = 0,468$ , т.е. были статистически значимы, и всего семь из них превышали 0,80. Проводился также корреляционный анализ с различными сдвигами. При опережающем сдвиге температурных рядов относительно широтных на восемь декад таких коэффициентов было уже 90,4%, причём более 67,5% из них превышает значение 0,6. В этом случае уже 52 коэффициента были больше 0,8, а 12 из них – даже более 0,9. Все значимые коэффициенты в данном варианте расчётов положительны. Получен, на первый взгляд, парадоксальный результат: чем севернее расположена граница польны в Обской губе, тем выше температура воздуха на о. Белый. Очевидно, это объясняется тем, что с южными ветрами в данный район поступают более тёплые воздушные массы. При обратном сдвиге – опережающем влиянии широты – увеличение числа статисти-

чески значимых коэффициентов корреляции начинает проявляться лишь при сдвиге на пять декад (45%) и при сдвиге в семь декад уже составляет 85%, при этом 37,7% коэффициентов превышают 0,6 по модулю. Начиная со сдвига в пять декад, все значимые коэффициенты имеют отрицательный знак.

Таким образом, более тёплый температурный режим в конце осени приводит к формированию более южного положения границы польны в зимние месяцы. Выявленная зависимость, вместе с отмеченной ранее взаимобусловленностью положения границы в отдельные декады, может быть использована для прогнозирования положения кромки с заблаговременностью 5–8 декад. В декабре 2015 г. мы выполнили такого рода прогноз для определения границы польны в январе–марте, используя в качестве предиктора данные о температуре и значении широты границы в предшествующий период. Согласно «Наставлению по службе прогнозов...» [2], «количественная оценка прогнозов распределения льда производится в том случае, если прогноз дается в виде конкретных цифровых характеристик на основании разработанной методики». Разница между прогнозом и фактическими данными составила  $0,01 \div -0,43^\circ$

широты или 1,1–48 км при среднем значении за шесть декад  $-0,11^\circ$  широты (12,3 км) и допустимой ошибке положения кромки  $\sigma_{кр} = 0,35$ .

### Обсуждение результатов

Само определение заприпайной полыньи указывает на её связь с ветром. Как отмечалось ранее, ближайшая метеостанция с продолжительными рядами находится на о. Белый. Для удобства анализа и сравнимости результатов срочные значения направления и модуля скорости ветра были усреднены по декадам за ледовые периоды с октября по июль. Анализ частоты распределения направления и модуля скорости ветра в ледовые сезоны за период 1997–2015 гг. показал преобладание умеренных ветров южного направления. В исследуемом районе преобладают ветра южных румбов – 65% всех ветровых переносов находятся в диапазоне  $160\text{--}220^\circ$ . При этом скорость ветра в диапазоне 4–7 м/с отмечалась в 88% случаев, а скорость 5–6 м/с получена в 57% средних за декаду данных. Временной ряд средних значений направления, рассчитанных для каждого холодного сезона, показывает устойчивые ветра в диапазоне  $157\text{--}178^\circ$  (амплитуда  $21^\circ$ ) в период с 1997 по 2009 г., далее можно отметить некоторый разворот к западу и увеличение диапазона изменчивости ( $161\text{--}206^\circ$ , амплитуда  $45^\circ$ ).

Изменение во времени медианных значений модуля скорости ветра характеризуется понижением скорости ветра на начальном отрезке исследуемого периода (1997–2003 гг.): скорость ветра снизилась с 6,3 до 4,8 м/с. Затем можно отметить некоторое увеличение скорости: к 2009 г. медианные значения модуля скорости ветра увеличились до 5,5 м/с. Далее, до конца исследуемого периода отмечались периодические колебания с амплитудой 0,5–0,7 м/с и некоторой тенденцией к росту скорости. Корреляционный анализ не выявил значимых коэффициентов корреляции связи изменений широты южной границы полыньи и параметров ветровых переносов.

Во втором варианте корреляционного анализа рассматривалась межгодовая изменчивость для каждой конкретной декады. В данном варианте расчётов получены корреляционные матри-

цы для синхронной связи рядов значений широты в декады от 12/2 (вторая декада декабря) до 6/1 (первая декада июня) их средних и медианных значений и индексов циркуляции атмосферы с января по июль и их средних и медианных значений. Аналогичные матрицы получены как при опережающем влиянии широтных рядов на 1–2 года, так и при опережающем влиянии рядов циркуляционных индексов.

Рассмотрим связь изменения положения границы полыньи и атмосферных макроциркуляционных индексов. Корреляционный анализ позволил сделать определённые выводы (табл. 3). При синхронной связи высокие отрицательные коэффициенты (более 0,7) отмечаются между индексом Вангенгейма–Гирса  $E$  и широтным положением кромки во вторую и третью декады апреля ( $-0,73$ ). В случае апрельского индекса САК4 максимальное значение коэффициента ( $-0,73$ ) получено с динамикой кромки в первую декаду февраля, в случае апрельского индекса АО4 связь несколько ниже ( $-0,62$ ). При опережающем влиянии индексов на один год количество значимых коэффициентов корреляции растёт. Максимальные коэффициенты, превышающие  $\pm 0,7$ , получены для февральских индексов. Связь между САК и расположением кромки в основном положительна и достигает 0,79. Положительный знак коэффициентов показывает, что увеличение индексов в феврале приводит к смещению границы полыньи к северу в соответствующие декады. Выявленные зависимости можно использовать для долгосрочного прогноза положения полыньи.

Устьевая полынья на севере Обской губы представляет собой часть более обширной Обь-Енисейской полыньи. Временная изменчивость исходного ряда медианных значений площади полыньи (рис. 3, а) характеризуется теми же особенностями, что и изменения широтного ряда, описанные ранее. В сезон 1997/98 г. медианное значение площади Обь-Енисейской полыньи составило  $8485 \text{ км}^2$ , а в сезон 2014/15 г. уже  $20\,071 \text{ км}^2$ . С сезона 1997/98 г. по сезон 2004/05 г. наблюдались двухлетние колебания, затем период колебаний скачком увеличился до 4–5 лет. При этом значительно возросла амплитуда колебаний. В начале периода амплитуда составляла всего  $5770\text{--}8030 \text{ км}^2$ , а в конце уже  $10\,175\text{--}17\,090 \text{ км}^2$ , т.е. увеличилась в 2–3 раза.

Таблица 3. Фрагмент матрицы коэффициентов корреляции взаимосвязи временных рядов среднекаждых значений широты южной границы польньи в Обской губе и временных рядов макроциркуляционных индексов (индекса Вангенгейма–Гирса  $E$ , индекса Арктической осцилляции (АО) Северо-Атлантического колебания (САК) (приведены только значимые индексы  $\geq \pm 0,5$ )

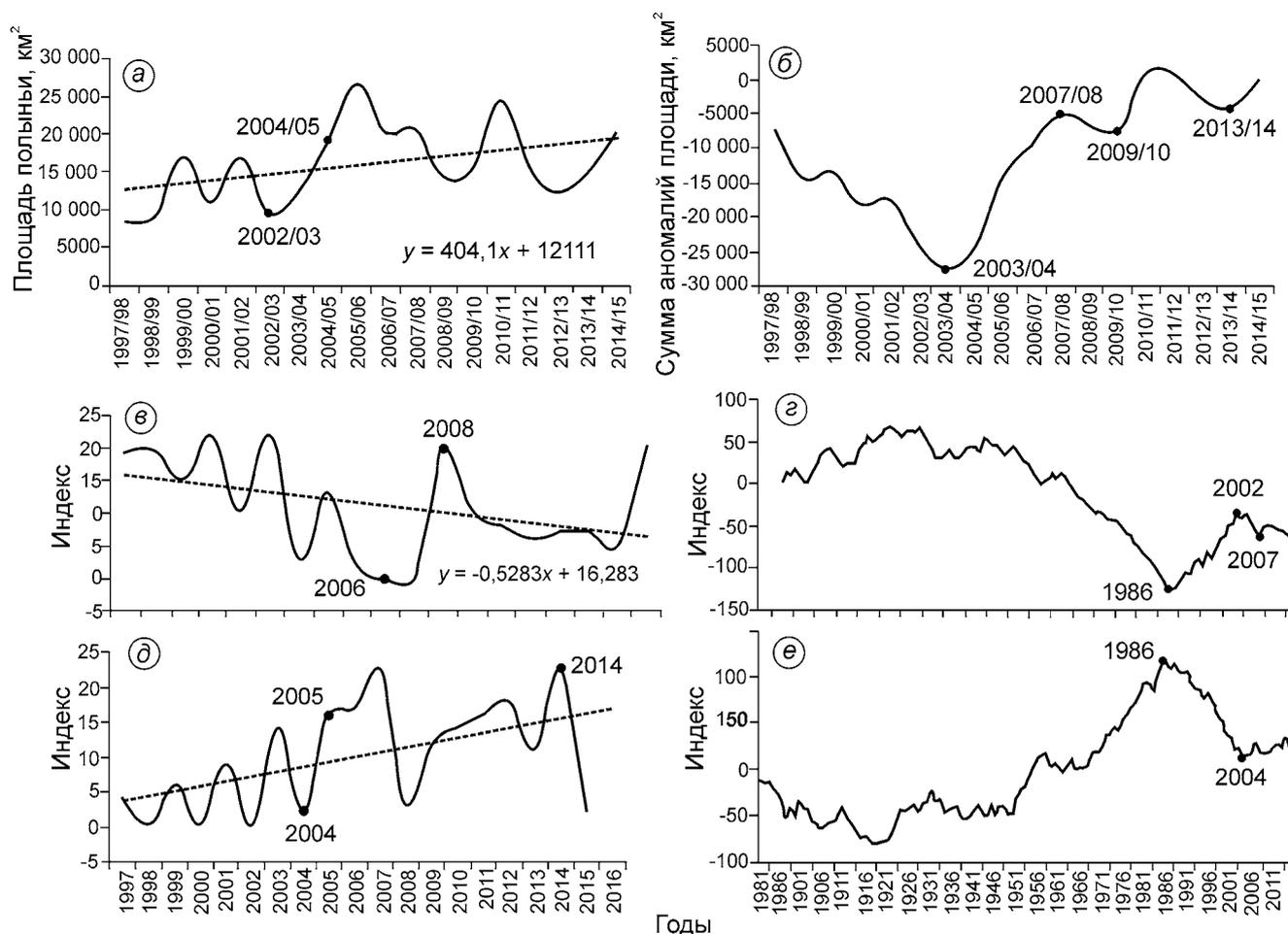
Циркуляционные индексы		Широта южной границы польньи в Обской губе														
		1/1	1/3	2/1	2/2	2/3	3/1	3/2	3/3	4/2	4/3	5/2	5/3	6/1	Среднее	Медиана
$E2^*$	$E$ опережает на 1 год	-0,54	-0,51				-0,53	<b>-0,71</b>	-0,54	-0,52	-0,52	-0,59	-0,59	-0,55		-0,53
Среднее $E$				-0,56	-0,51		-0,64	-0,61	-0,63	-0,55	-0,61		-0,51			-0,61
Медиана $E$							-0,51	-0,68			-0,51					
Форма $E2$	Синхронно		-0,50	-0,57							-0,53				-0,57	-0,53
Форма $E5$						-0,60	-0,53			<b>-0,73</b>	<b>-0,73</b>		-0,61	-0,60		-0,57
АО2	АО опережает на 1 год		0,66	0,48	<b>0,71</b>	<b>0,81</b>	<b>0,70</b>	0,59	0,53	<b>0,71</b>	<b>0,74</b>	0,65	0,67	0,58	<b>0,73</b>	<b>0,77</b>
АО4	Синхронно		-0,50	-0,62												
АО2	АО отстает на 2 года	<b>0,78</b>			0,51				0,63	0,58	0,55					
САК2	САК опережает на 1 год		0,60		0,62	<b>0,71</b>	<b>0,74</b>	0,55	0,45	0,69	<b>0,79</b>	0,54	<b>0,70</b>	0,60	<b>0,75</b>	<b>0,73</b>
САК4	Синхронно		-0,55	<b>-0,73</b>	-0,53		-0,59									-0,60
САК2	САК отстает на 2 года	<b>0,70</b>			0,53	0,57			0,57	0,60	0,50					

\*Цифры у индексов указывают на месяц года.

Рассмотрим соответствие изменений интегральных кривых широты кромки (см. рис. 2, б, в) и площади польньи (см. рис. 3, б). Сравнение позволяет сделать тривиальный вывод: ход интегральных кривых противоположен, т.е. уменьшению площади польньи соответствует смещение её южной границы на север и, наоборот, смещение границы польньи на юг сопровождается увеличением площади польньи. Как видно из этих рисунков, смена знака аномалии на интегральной кривой площади Обь-Енисейской заприпайной польньи произошла на один год раньше. До ледового сезона 2003/04 г. преобладали отрицательные аномалии площади, а после этого началось нарастание положительных аномалий и интегральная кривая резко пошла вверх (см. рис. 3, б). На интегральной кривой аномалий средних значений широты южной границы польньи смена знака произошла в сезон 2004/05 г. Таким образом, можно сделать вывод о зависимости положения южной границы польньи от площади Обь-Енисейской польньи, а не наоборот.

Совместный анализ описанных здесь изменений интегральных кривых широты кромки, площади польньи и изменения во времени индекса Вангенгейма–Гирса  $E$  в феврале (см. рис. 3, в) позволяет сделать вывод, что отмеченные особенности межгодовой изменчивости площади Обь-Енисейской польньи и широты её южной границы в Обской губе в значительной степени определяются изменениями индексов Вангенгейма–Гирса  $W_2$  (в) и  $E_2$  (д) в феврале. Как видно на рис. 3, в–е, временной ход индексов противоположен. Смена периода и амплитуды колебаний произошла в 2006 г. (см. рис. 3, в, д).

Корреляционный анализ позволил установить взаимосвязь изменений положения южной границы польньи и различных циркуляционных индексов. Процессы западной зональной  $W$ -формы макроциркуляции атмосферы характеризуются относительно незначительным развитием исландского минимума, на всём полушарии преобладают зональные смещения барических образований. При данной форме макроциркуляции в толще тропосферы формируются длинные волны малой амплитуды и зональное расположение областей аномалий температуры и давления. Над континентом об-



**Рис. 3.** Изменение во времени медианных значений площади Обь–Енисейской полыньи (ОЕП) и индексов макроциркуляции Вангенгейма–Гирса.

Временной ход медианных значений площади ОЕП (а); индексов макроциркуляции Вангенгейма–Гирса в феврале  $W_2$  (в) и  $E_2$  (д); соответствующие интегральные кривые: медианных значений площади ОЕП за ноябрь–май (б); индексов  $W_2$  в феврале (е) и  $E_2$  (е)

**Fig. 3.** Temporal dynamic of mean values of Ob-Enisey polynya (OEP) and Wangengem-Girs indexes. Temporal dynamic of mean values of Ob-Enisey polynya (OEP) (a); Wangengem-Girs index  $W_2$  in February (в) and  $E_2$  (д); integral curves of mean polynya area in November–May (б); Wangengem-Girs index  $W_2$  (e) and  $E_2$  (e)

разуется область положительных аномалий температуры воздуха, а в Арктике – отрицательных. Циклоны из района исландского минимума смещаются в восточном направлении в зоне средних широт. Как показал А.А. Гирс [3–5], при процессах зональной формы  $W$  формируются отрицательные аномалии давления в северной части атлантико-евразийского сектора; ослаблено поступление тёплых вод в системе Гольф-стрима; в Северной Атлантике формируется отрицательная аномалия температуры воды [6]; происходит понижение температуры атлантических вод в западном секторе Арктики. Кроме того, при преобладании процессов зональной

формы  $W$  формируется отрицательная фаза Арктической осцилляции. Как видно из рис. 3, з, изменение индекса макроциркуляции Вангенгейма–Гирса западного зонального переноса  $W$  в феврале на интегральной кривой характеризовалось длительным нарастанием положительных аномалий с 1986 по 2002 г., затем произошла резкая смена знака аномалии.

Процессы восточной формы макроциркуляции  $E$  характеризуются максимальным развитием исландского минимума, наличием стационарных волн большой амплитуды в толще тропосферы и меридиональным расположением областей аномалий температуры и давления.

Над Европейским континентом развит стационарный антициклон, который блокирует западно-восточное смещение циклонов. Циклоны из района исландского минимума смещаются в северо-восточном направлении и нередко достигают Северного полюса.

При процессах меридиональной формы  $E$  [3–5] в восточной части Атлантического океана создаются условия, при которых здесь устойчиво сохраняются южные ветры; формируются положительные аномалии температуры поверхностных вод в Северной Атлантике [6]; отмечается нагон тёплых вод в северные моря и Арктический бассейн; существенно повышается температура глубинных вод в западном секторе Арктики, что вызывает уменьшение ледовитости Баренцева и большей части Карского морей; происходят адвекция тёплого воздуха и повышение температуры воздуха в Арктике; отмечается циклонический режим погоды в Арктике. Интегральная кривая аномалий индекса восточной формы макроциркуляции  $E$  (см. рис. 3, *д*) отчётливо показывает, что с 1986 по 2004 г. происходило ослабление процессов данной формы циркуляции. С 2005 г. появились положительные аномалии индекса  $E$ . Смена знака аномалии индекса  $W$  в 2003 г. в совокупности со сменой знака аномалии индекса  $E$  в 2005 г. привела к увеличению площади Обь-Енисейской полыньи и смещению её границы к югу.

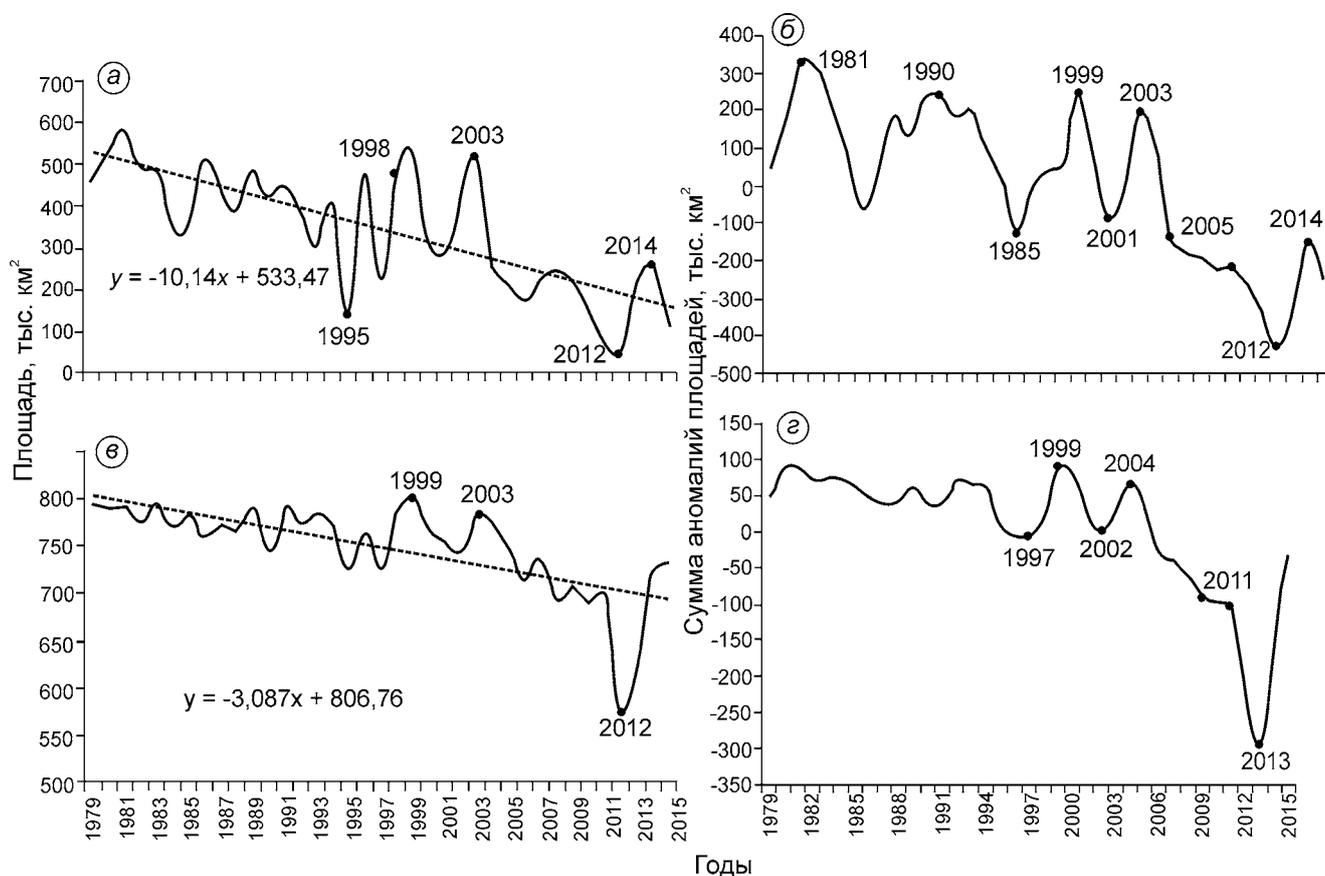
Миграция южной границы полыньи в Обской губе неразрывно связана с ледовым режимом всего моря. Рассмотрим эту связь. Существенное изменение макроциркуляционных процессов в атмосфере и развитие Обь-Енисейской полыньи вызвало соответствующие изменения ледового режима Карского моря. Как отмечалось ранее, при развитии макроциркуляционных процессов меридиональной формы  $E$  ледовитость Карского моря уменьшается. В изменениях во времени средней площади льда в Карском море в летний (рис. 4, *а*) и зимний (см. рис. 4, *в*) периоды отчётливо прослеживается отрицательный тренд. Минимальные значения площади льда как летом, так и зимой в исследуемый период отмечены в 2012 г. Зимой минимальное значение площади льда в 2012 г. наблюдалось в феврале, а летом в сентябре. В последующие годы отмечается некоторый рост площади льда.

Как видно на рис. 4, *б*, *г*, с 2003 г. летом и с 2004 г. зимой произошло значительное нарастание отрицательных аномалий площади льда, которое продолжилось до 2012 и 2013 гг. Затем, к 2014 г., доля положительных аномалий увеличилась почти до уровня 2001 г. В последние два года отмечено нарастание отрицательных аномалий.

В заключение опишем изменения интегральной кривой аномалий температуры воздуха на о. Белый (сама кривая не приводится). С 1997 г. до холодного сезона 2005/06 г. интегральная сумма аномалий падала, т.е. преобладали отрицательные аномалии температуры. После 2006 г. начался рост интегральных сумм, который заметно усилился после сезона 2009/10 г. Ранее было показано, что знак аномалии на интегральной кривой площади Обь-Енисейской заприпайной полыньи сменился в ледовый сезон 2003/04 г. В этот же сезон изменился знак аномалий ряда медианных значений широты южной границы полыньи, а для ряда средних значений широты смена знака аномалии зафиксирована в сезон 2004/05 г. Таким образом, мы видим, что изменения температуры зависят от предшествующих изменений площади Обь-Енисейской полыньи и положения южной границы полыньи. Точка смены знака аномалий площади Обь-Енисейской полыньи предвещает на два года аналогичную точку смены знака аномалий температуры. Подтверждается известный тезис, что сильно развитая полынья оказывает отепляющее влияние на близлежащие районы.

## Выводы

В результате анализа взаимосвязи расположения кромки полыньи в Обской губе в 1997–2016 гг., а также местных гидрометеорологических условий и крупномасштабной изменчивости циркуляции атмосферы (через индексы Вангенгейма–Гирса, АО и САК) установлено, что южное положение границы полыньи осенью предполагает более тёплые зимние месяцы. Граница полыньи в каждую последующую декаду почти однозначно определялась её положением в предшествующий период. Данная зависимость значительно усиливается в весенний период: начиная со второй декады апреля коэффициент корреляции находится в пределах 0,82–0,97.



**Рис. 4.** Изменение во времени средних значений площади морского льда в Карском море: *a* – в летний период (июнь–октябрь); *в* – в зимний период (ноябрь–май) и соответствующие им интегральные кривые: *б* – лето; *г* – зима

**Fig. 4.** Temporal variability of mean area of ice cover values in Kara Sea. *a* – summer (June–September); *в* – winter (November–May) and integral curves for these periods: *б* – summer; *г* – winter

Выявленные зависимости могут быть использованы для прогнозирования положения кромки с заблаговременностью 5–8 декад, что чрезвычайно важно для планирования летней навигации. Выполненный прогноз определения границы полыньи в январе–феврале 2016 г. с использованием в качестве предикторов данные о температуре и широте положения кромки в предшествующий период показал хорошие результаты: разница между прогнозом и фактическими данными составила  $0,01 \div -0,43^\circ$  широты при среднем значении за шесть декад  $0,11^\circ$  широты. Анализ связи рядов значений широты в конкретные декады и индексов циркуляции атмосферы (как синхронно, так и со сдвигом 1–2 года) показал, что наибольшая связь прослеживается с индексами АО (индекс опережает на год, в семи случаях  $r > 0,7$ ; в среднем  $r = 0,77$ ), САК (индекс опережает на год, в шести случаях

$r > 0,7$ ; в среднем  $r = 0,73$ ) и Вангенгейма–Гирса *E* в мае ( $r = -0,71$ ).

При исследовании долгопериодных крупномасштабных изменений климатических параметров использован метод построения интегральных кривых аномалий. На интегральной кривой ряда аномалий средних значений широты южной границы полыньи получена значимая точка перегиба в ледовый сезон 2004/05 г. До этой даты аномалии широты положения кромки имели положительный знак, после зимы 2006/07 г. падение интегральной кривой резко усилилось. Как было показано, при этом изменились период и амплитуда колебаний, что может указывать на перестройку системы циркуляции в исследуемом районе. Получено подтверждение известного тезиса, что сильно развитая полынья при южном положении её границы оказывает тепляющее влияние на близлежащие районы.

## Литература

1. *Налимов Ю.В., Усанкина Г.Е., Голованова С.В., Кубышкин Н.В., Нестеров А.В.* Ледовый режим и особенности формирования заприпайной полыньи в северной части Обской губы // Тр. ААНИИ. 2009. Т. 450. С. 153–165.
2. Наставление по службе прогнозов. Раздел 3. Ч. III. Служба морских гидрологических прогнозов (Руководящий документ 52.27.759–2011). М.: ТРИАДА ЛТД, 2011. 81 с.
3. *Гирс А.А.* Основы долгосрочных прогнозов погоды. Л.: Гидрометеиздат, 1960. 560 с.
4. *Гирс А.А.* Роль атмосферной циркуляции в формировании теплового режима Арктики // Проблемы Арктики и Антарктики. 1967. Вып. 25. С. 5–22.
5. *Гирс А.А.* Учет развития макросиноптических процессов при изучении причин изменения фоновых характеристик гидросферы // Исследования по проблеме океан–атмосфера: Тр. Ленинградского гидрометеорол. ин-та. 1970. Вып. 32. С. 145–168.
6. *Виноградов Н.Д.* Связь между формами атмосферной циркуляции и температурой поверхности вод в северной части Атлантического океана // Проблемы Арктики и Антарктики. 1967. Вып. 25. С. 44–53.

## References

1. *Nalimov Y.V., Usankina G.E., Golovanova S.V., Kubishkin N.V., Nesterov A.V.* Ice conditions and special features of polynya formation in northern part of Ob Bay. *Trudy Arkticheskogo i Fntarkticheskogo nauchnoy-issledovatel'skogo institute. Proc. of AARI.* 2009, 450: 153–165. [In Russian].
2. *Nastavlenie po sluzhbe prognozov. Razdel 3 Chast' III (Rukovodyashchiy document 52.27.759– 2011).* Instruction on forecasts. Chapter 3. Part III. Service of Marine Hydrological Forecasts (Instruction paper 52.27.759– 2011). Moscow: TRIADA LTD, 2011: 81 p. [In Russian].
3. *Girs A.A. Osnovy dolgosrochnykh prognozov pogody.* Fundamentals of long-term weather forecast. Leningrad, Gidrometeoizdat, 1960: 560 p. [In Russian].
4. *Girs A.A.* The role of atmosphere circulation in the formation of Arctic heat budget. *Problemy Arktiki i Antarktiki.* Arctic and Antarctic Problems, 1967, 25: 5–22. [In Russian].
5. *Girs A.A.* Consideration of macrosynoptic processes in investigation of background dynamic of hydrosphere. *Trudy Leningradskogo gidrometeorologicheskogo institute. Proc. of the Leningrad Hydrometeorological Institute.* 1970, 32: 145–168. [In Russian].
6. *Vinogradov N.D.* Interconnection between atmosphere circulation and sea surface temperature in northern part of Atlantic Ocean // *Problemy Arktiki i Antarktiki.* Arctic and Antarctic Problems, 1967, 25: 44–53. [In Russian].

# Палеогляциология

УДК 551.324.6

doi:10.15356/2076-6734-2016-3-399-412

## Колебания ледников Авачинской группы вулканов (Камчатка) в позднем голоцене

© 2016 г. Т.М. Маневич\*, С.Б. Самойленко

Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский  
\*lav217@kscnet.ru

## Glaciers of Avacha group of volcanoes in Neoholocene

T.M. Manevich\*, S.B. Samoilenko

Institute of Volcanology and Seismology, Far East Branch of the Russian Academy of Sciences, Petropavlovsk-Kamchatsky, Russia  
\*lav217@kscnet.ru

Received February 1, 2016

Accepted June 8, 2016

**Keywords:** *Avacha group volcanoes, glacier dynamics, lichenometry, Little Ice Age, moraine.*

The study of moraines at the Avacha volcano group revealed that glaciers changes at all volcanoes within the group happened almost synchronously. Glacial deposits could be grouped into three generations, corresponding to three periods of glacier fluctuations in Neoholocene. The largest glaciation within the group occurred ~2000 years ago. Fragments of moraine, corresponding to that period were found only in the moraine complex of the Ditmar Glacier which was 15% larger than today at that time. The most of moraines at the Avacha volcano group were formed during the Little Ice Age, which in the studied region continued up to the first decades of XX centuries. The maximal advance of glaciers probably happened in XVII century. The moraine corresponding to that period was found at the Kozelsky Glacier valley.

At present time the total area of glaciers which moraines were described and dated approaches 21.46 km<sup>2</sup>. The area of reconstructed moraines corresponding to the Little Ice Age is estimated to be 2.79 km<sup>2</sup>, therefore at that period the total glaciation area reaches 24,25 km<sup>2</sup> exceeding the present area by 13%. It could be claimed that in general during the time past the Little Ice Age the glaciation nature and glacier types did not change sufficiently. The rate of glacier degradation at various parts of the group is different and depends mainly on exposition. At the valleys of four glaciers we found moraines formed in the middle of XX century. They may appear in 1941–1952 when the unfavorable weather conditions led to stable negative anomalies in accumulation have happened.

Поступила 1 февраля 2016 г.

Принята к печати 8 июня 2016 г.

**Ключевые слова:** *Авачинская группа вулканов, динамика ледников, лихенометрия, малый ледниковый период, морена.*

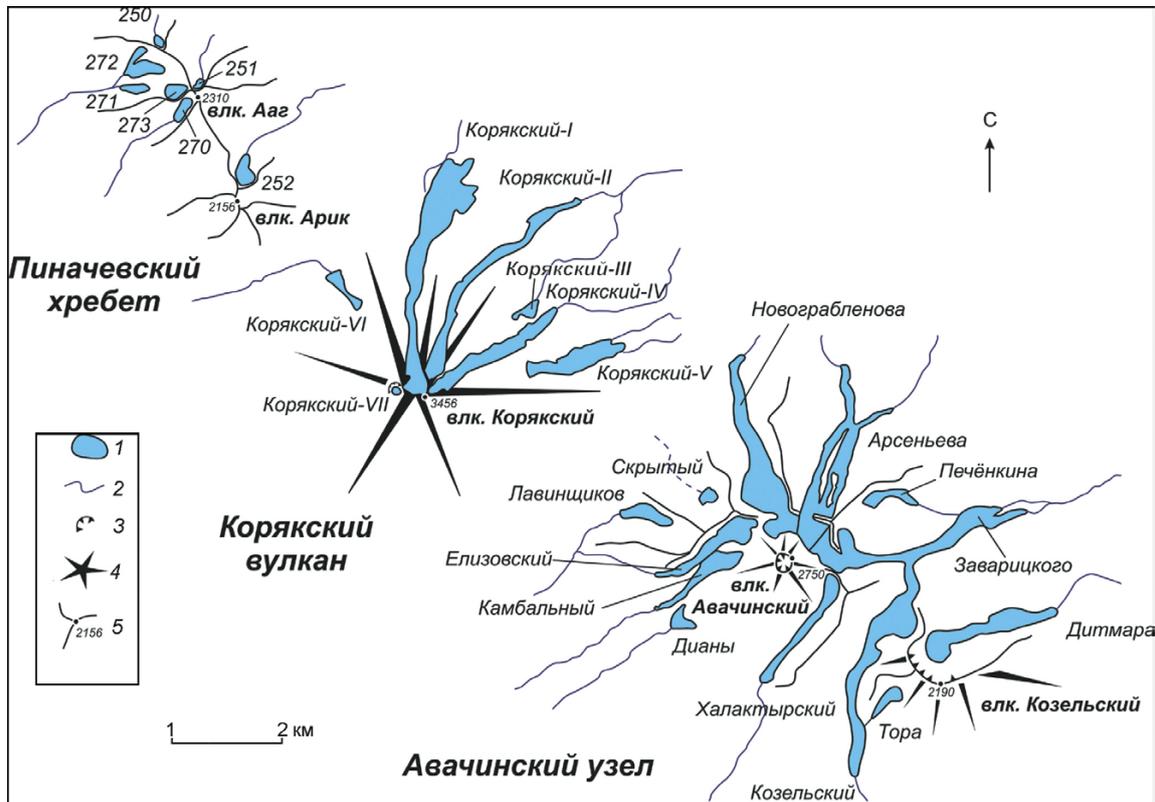
Представлена реконструкция колебаний ледников Авачинской группы вулканов в позднем голоцене по результатам изучения моренных комплексов. Выделены и описаны три генерации морен, формирование которых произошло около 2000 л.н., в эпоху малого ледникового периода – с середины XVII до начала XX в. и в середине XX в.

### Введение

Авачинская группа вулканов – второй по величине центр оледенения на Камчатке среди районов активного вулканизма [1]. Группа находится на юго-востоке п-ова Камчатка и состоит из пяти вулканов, линейно вытянутых в северо-западном направлении (рис. 1). В настоящее время на склонах группы залегают 27 ледников общей площадью 23,84 км<sup>2</sup>. Они сосредоточены в трёх ледниковых узлах: Пиначевский хребет, Корякский вулкан и Авачинский узел оледенения [2]. Положение высших точек ледников варьирует как в пределах всей группы, так и на разных склонах одного вулкана. Высотный интервал залегания ледников составляет 720–3400 м, а средневзвешенная вы-

сота – 1700 м [2]. В гляциологическом и палеогляциологическом отношении до настоящего времени изучен только южный сектор Авачинского узла, поскольку он наиболее доступен [3, 4]. Сведения об остальных ледниках ограничивались информацией Каталога ледников СССР [5].

За последние 2000 лет колебания ледников и особенно их продвижение в эпоху малого ледникового периода относительно синхронно выделяются во многих горных странах. Полуостров Камчатка и, в частности, Авачинская группа вулканов в этом плане – не исключение: следы наступаний ледников многочисленны и хорошо сохранились [6]. С начала XX в. исследователи полуострова неоднократно обращали внимание на ледниковые отложения последних столетий. Так, В.Н. Олюнин [7]



**Рис. 1.** Общая схема ледников Авачинской группы вулканов:

1 – ледник; 2 – ручей, река; 3 – вулканический кратер; 4 – вулканическая постройка; 5 – гребень, цифры указывают наибольшую высоту постройки, м

**Fig. 1.** General scheme of glaciers of Avacha volcano group:

1 – glacier; 2 – glacial streamlets; 3 – volcanic crater; 4 – volcanic edifice; 5 – mountain ridge; numbers denote the highest edifice elevation, m

отмечал, что «современные ледники Камчатки меньше «исторических». Под «историческим» оледенением автор подразумевал продвижение ледников в XIII–XIX вв. В фундаментальной работе «Рельеф и отложения молодых вулканических районов Камчатки» [8] И.В. Мелекесцев с коллегами указывает на наличие незадернованных конечных морен, расположенных у концов большинства современных ледников. Время их формирования авторы относят к середине XIX в. Однако ни в одной из работ [7, 8] подробного описания оледенения и его масштабов не приводится.

В.Н. Виноградов с соавторами [9] дают оценку площади ледников Авачинской группы вулканов в середине XIX в., но с уточнением, что эта оценка не отличается большой точностью, так как большая часть подсчётов выполнялась путём дешифрирования аэрофотоснимков, при котором не учитывались некоторые участки морен, размываемые талыми водами. Реконструированная ими

площадь ледников в середине XIX в. составляла 35,2 км<sup>2</sup>, что превышает современную в 2,5 раза. Интенсивность сокращения ледников зависит от экспозиции – наибольшие изменения характерны для ледников западной ориентации.

В начале 1990-х годов на Камчатке проводились работы по апробации лихенометрического метода для датирования ледниковых отложений. Результатом работы было определение скорости роста лишайников *Rhizocarpon geographicum* в специфических условиях Камчатки и подробное описание моренных комплексов ледников разных районов полуострова с датировками, в том числе и для пяти ледников Авачинского узла оледенения [4]. Цель настоящей работы – оценить масштаб оледенения вулканов Авачинской группы в позднем голоцене. Для этого обобщены имеющиеся датировки морен по Авачинскому узлу оледенения и в процессе полевых работ датированы морены ледников Коряжского вулкана и Пиначевского хребта.

## Методы исследований

Возраст моренных образований оценивался, главным образом, лихенометрическим методом, методика которого для Камчатского региона разработана и описана в работах [4, 6, 10, 11]. В качестве индикатора возраста использовался приём осреднения пяти наиболее крупных особей лишайников *Rhizocarpon sp.*, имеющих соломенно-жёлтый цвет талломов и широко распространённых в приледниковой зоне на каменных морфоскульптурах разного генезиса. Возраст определялся путём измерения максимальных диаметров их слоевищ, которые пересчитывались затем по региональной формуле [11] в календарные годы:

$$T = 10^{(1,90968 + 0,01053d)} - 62, \quad (1)$$

где  $T$  – возраст морены, годы;  $d$  – диаметр лишайников, мм.

Погрешность полученной оценки возраста  $\Delta T$  можно оценить по формуле (1) следующим образом:

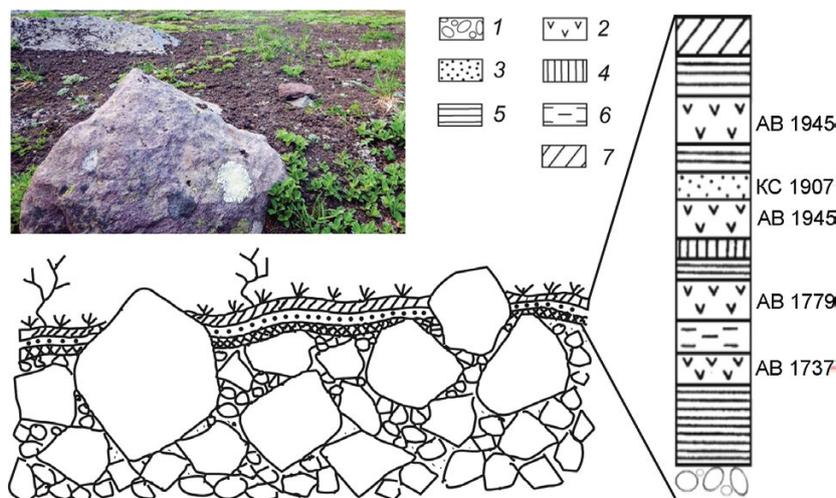
$$\Delta T = \Delta d \ln(10) 0,01 T, \quad (2)$$

где  $\Delta d$  – стандартное отклонение наблюдаемых диаметров лишайников от среднего.

Дополнительным источником информации о возрасте ледниковых отложений служили

данные тефрохронологии. Морены на склонах Авачинской группы вулканов сложены в основном обломочным материалом разного размера (от дресвы до метровых глыб) или, как в случае Авачинского узла, преимущественно вулканическим шлаком. После стабилизации морены на её поверхности начинает формироваться почвенный чехол, на котором может откладываться тефра – главным образом, вулканические пеплы. Образующаяся последовательность непереотложенных пепловых горизонтов позволяет определить интервал времени, в котором произошла стабилизация морены (рис. 2).

На моренах ледников изучались разрезы почвенно-пирокластического чехла, в которых идентифицированы маркирующие транзитные пеплы вулканов Опала 1500 лет назад (л.н.) по данным радиоуглеродного метода и Ксудач 1907 г. [4, 12, 13]. Тефра вулкана Опала связана с мощным субкальдерным извержением 1500 л.н. из кратера Бараний Амфитеатр, расположенного на подножии вулкана. Данный пепел служит маркером в пределах всей Восточной вулканической зоны. В районе исследований тефра представляет собой светлый мелкозернистый песок мощностью около 1 см. Тефра вулкана Ксудач мощностью до 1 см принадлежит эксплозивно-



**Рис. 2.** Схематическое строение морены М2 ледника Козельский.

На фотографии представлена поверхность морены и валун с растущими на нём лишайниками. 1 – морена; 2 – тефра Авачинского вулкана; 3 – тефра вулкана Ксудач; 4 – тёмный пепел с примесью лапилли и шлаков; 5 – супесь; 6 – эоловые пески; 7 – дернина; АВ 1945 и др. – годы извержений; АВ – вулкан Авачинский; КС – вулкан Ксудач

**Fig. 2.** Schematic structure of the M2 moraine of Kozelsky Glacier.

Photo shows the surface of the moraine and a stone with lichens. 1 – moraine; 2 – tephra of Avachinsky volcano; 3 – tephra of Ksudach volcano; 4 – dark ash with gray sinter; 5 – sandy-loam; 6 – aeolian sand; 7 – sod; АВ 1945 etc. – years of eruptions; АВ – Avacha volcano; КС – Ksudach volcano

му извержению конуса Штюбеля в 1907 г. и представлена среднезернистым песком из светлых и тёмных зёрен. Кроме того, на склонах находится тефра вулкана Авачинский. Количество горизонтов пироклаستيку, в частности пеплов-маркеров, отложенных на морене, позволяет определить её возраст. При полевых исследованиях для датировок использовались отложения извержений 1737, 1827, 1851–1855, 1926 и 1945 гг., идентифицированные О.А. Брайцевой и И.В. Мелекесцевым и описанные в работах [8, 12, 14, 15]. Отложения этих извержений выделены в разных частях вулканической группы и определяются направлением оси конкретного пеплопада. В полевых условиях их можно установить по цвету, гранулометрическому составу и взаимному расположению. Для ряда опорных шурфов валовый химический состав образцов анализировался в аналитическом центре Института вулканологии и сейсмологии ДВО РАН и сверялся с результатами работы [12].

При использовании лихенометрического метода в районах активного вулканизма возникает вопрос о возможном негативном воздействии продуктов извержений на рост и развитие лишайников. Известно, что лишайники чувствительны к химическому загрязнению и отложение большого количества пирокластического материала, насыщенного химическими примесями (газы, кислоты и др.), может привести к угнетению или даже гибели талломов. Таким образом, тефрохронологические методы позволяют верифицировать или уточнить данные лихенометрических датировок. Для определения положения опорных точек и вычисления площади морен при полевых работах использовался портативный GPS-навигатор, обеспечивающий погрешность измерений до 5 м в плане.

### Результаты и обсуждение

В настоящее время Авачинская группа включает в себя два действующих вулкана — Авачинский и Корякский, продукты извержения которых формируют рельеф вулканических построек. Основной объём изверженного материала поступает на поверхность в виде тефры, которая откладывается повсеместно, в том числе и на ледниках. Так, при извержении Авачинского вулкана в 1945 г. в области аккумуляции ледника Козель-

ский сформировался двухметровый покров шлака. Поскольку пирокластика поступает относительно регулярно (с 1737 г. произошло 13 извержений Авачинского вулкана и три извержения Корякского), именно она — основная составляющая моренных отложений. Это вызывает некоторые сложности при идентификации морен и попытке реконструкции оледенения. Поверхность морен интенсивно размывается и деформируется, чему способствуют такие факторы, как нестабильная поверхность морен, связанная с большой крутизной склонов, слабая сцементированность слагающего их материала, в некоторых случаях — наличие ледяного ядра, а также активная флювиогляциальная деятельность. Кроме того, мощный поверхностный чехол (до 150 см), который формируется с высоты около 1500 м и покрывает до 60% поверхности, затрудняет дешифрирование мёртвого льда и фронтов ледников.

Тем не менее, при полевых работах выделены и датированы моренные комплексы 16 ледников Авачинской группы вулканов. Из этого числа морены пяти ледников (Елизовский, Камбальный, Козельский, Лавинщиков, Новограбленова) ранее были уже изучены и описаны в работе [4]. Отметим, что именно эта работа служила для авторов образцом и, своего рода, полевым пособием, определившим методические основы исследования других моренных комплексов. Остальные ледники не имеют морен по ряду причин: залегают выше отметки 1500 м, ниже которой начинается накопление поверхностной морены (ледники Корякский-VI, Корякский-VII, № 271) или находятся в стадии наступания, поэтому к настоящему моменту конечные морены оказались перекрыты современным фронтом ледника (ледники Халактырский, Корякский-I, -II, -V).

*Авачинский узел оледенения* охватывает восточную часть вулканической группы, которая находится ближе всего к побережью Тихого океана и получает наибольшее количество осадков. Ледники этого узла занимают склоны вулканов Авачинский (высота 2751 м) и Козельский (2190 м), которые соединены между собой седловиной на высоте 1930 м. Вулкан Авачинский относится к типу Сомма-Везувий, его действующий конус эксцентрично возвышается над краем соммы на 400–1000 м. Атрио заполнено льдом, который питает ледники, спускающиеся по склонам вулкана (см. рис. 1). В настоящее время в пределах Авачинского узла



**Рис. 3.** Моренный комплекс ледника Козельский. Фото А.Я. Муравьёва (август 2015 г.).

M1–M3 – морены

**Fig. 3.** Moraine complex of the Kozelsky Glacier. Photo by A.Ya. Muraviev (August 2015).

M1–M3 – moraines

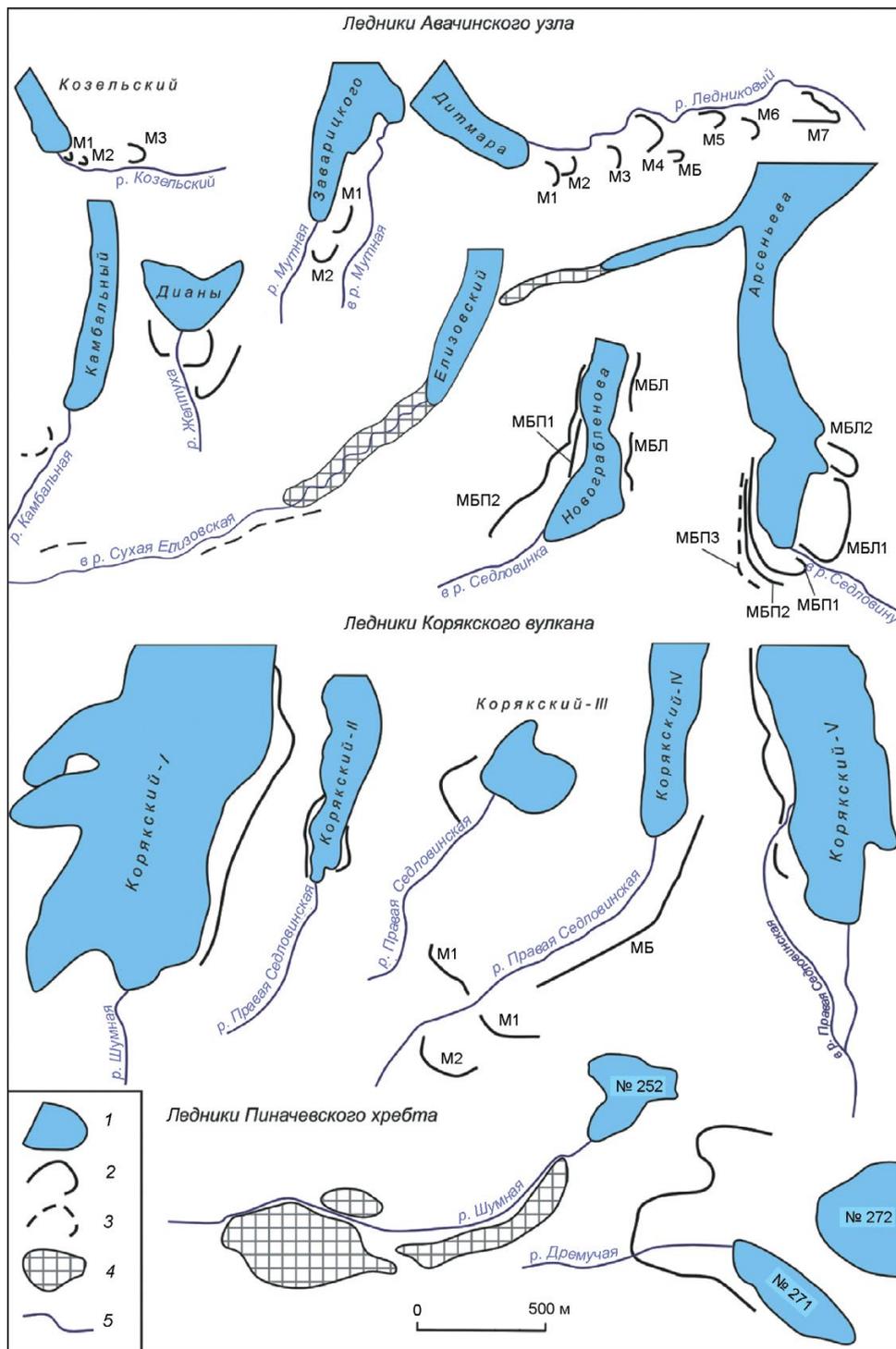
залегают 13 ледников общей площадью 14,5 км<sup>2</sup>, морены девяти из них были изучены.

Как уже отмечалось, отложения пяти ледников (Козельский, Елизовский, Камбальный, Новограбленова, Лавинщиков) исследованы в 1990-х годах в процессе апробирования лихенометрического метода определения возраста гляциальных отложений на Камчатке [4]. В процессе наших полевых работ мы также обследовали отложения этих и других ледников для определения их площади. За время, прошедшее с момента предыдущих исследований (более 20 лет), в положении фронтов ледников произошли некоторые изменения.

*Ледник Козельский* – перемётно-долинного типа, спускается в седловины между вулканами Авачинский и Козельский на юг (см. рис. 1, рис. 3). Согласно публикациям [4, 6], в начале 1990-х годов, когда велись полевые работы, фронт ледника располагался на высоте около 870 м, а моренный комплекс начинался прямо на леднике в виде массива мёртвых льдов и был представлен пятью генерациями: 1970-е; 1940–60-е; начало XX в.; конец XIX в.; середина XVII в. К 2015 г. фронт ледника спустился до высоты 800 м и морены, сформированные в XX в., были погребены. В настоящее время к фронту ледника примыкают моренные валы M1 и M2 (см. рис. 3, рис. 4), возраст которых, согласно лихенометрическим данным, составляет чуть более 150 лет (табл. 1). Здесь и далее номера морен присвое-

ны в соответствии с их горизонтальной и вертикальной удалённостью от края современного ледника. Поверхность морен практически полностью задернована, растительность представлена типичными для альпийского пояса Восточной Камчатки видами. Датировка по лихенометрии подтверждается результатами изучения стратиграфии почвенно-пирокластического чехла, который накопился на морене M2. В этом чехле зафиксировано два горизонта тefры: шлак вулкана Авачинский извержения 1945 г. и транзитный пепел вулкана Ксудач извержения 1907 г. [4]. Тefра извержения вулкана Авачинский 1855 г., имеющаяся в других разрезах сектора распространения, здесь отсутствует, что определяет время формирования морен с 1855 по 1907 г.

В 200 м ниже по долине на высоте 715 м располагается морена M3, значительно отличающаяся от описанных ранее. Её поверхность хорошо задернована, местами поросла кедровым и ольховым стлаником высотой до 2 м. Максимальный размер лишайников составляет 70 мм, что позволяет считать временем формирования этой морены 30-е годы XVII в. Почвенно-пирокластический чехол на этой морене содержит пять горизонтов вулканических отложений: шлак вулкана Авачинский извержения 1945 г., пепел вулкана Ксудач извержения 1907 г.; тefра вулкана Авачинский извержений 1855, 1779 и 1737 г. (см. рис. 2). Под нижним горизонтом залегает 12-сантиметровый слой супеси, который переходит в морену, что указывает на



**Рис. 4.** Позднеголоценовые морены Авачинской группы вулканов:  
 1 – ледник; 2 – морена; 3 – размытая, плохо сохранившаяся морена; 4 – мёртвые льды; 5 – ледниковый сток  
**Fig. 4.** Neoholocene moraines of Avacha volcano group:  
 1 – glacier; 2 – moraine; 3 – eroded moraine; 4 – stagnant glacier; 5 – glacial streamlets

образование морены несколькими десятилетиями ранее. Нижним ограничением возраста служит радиоуглеродная датировка в  $320 \pm 40$  л.н. [4, 14], полученная для верхней части слоя погребённой почвы, подстилающей тefру, – 1737 г. Обобщив обе датировки, можно считать временем образования морены М3 середину XVII в. Таким образом,

площадь сохранившихся отложений эпохи малого ледникового периода на 2% превышает современную площадь ледника (табл. 2).

Ледник Заварицкого относится к атрио-долинному типу. Это – крупнейший ледник Авачинского узла (см. рис. 1). В 2014 г. его фронт располагался на высоте 720 м. Моренный комплекс

Таблица 1. Результаты лихенометрического датирования морен Авачинской группы вулканов

Номер и название ледника	Год исследования	Морена	Средний диаметр пяти максимальных особей <i>Rhizocarpon sp.</i> , мм	Возраст поверхности, годы*
<i>Пиначевский хребет</i>				
№ 271 и 272	2010	М1	30	1904±13
№ 252		М1	26**	1920±6
<i>Корякский вулкан</i>				
№ 254 Корякский-I	2010	МБЛ	28	1912±12
№ 255 Корякский-II	2008	МБЛ	30	1902±13
		МБП	29	1906±13
№ 256 Корякский-III	2009	М	15	1954±4
№ 257 Корякский-IV	2008	МБ	27	1914±10
		М1	25	1921±5
		М2	37	1871±17
№ 258 Корякский-V		МБ	26	1918±7
<i>Авачинский узел</i>				
№ 259 Новограбленова	2009	МБЛ	29	1908±12
		МБП1	28	1912±10
		МБП2	35	1883±15
№ 260 Арсеньева	2007	МБЛ	35	1880±16
		МБП1	25	1920±5
		МБП2	32	1893±14
		МБП3	—	—
№ 263 Заварицкого		М1	44	1830±20
		М2	29	1902±13
№ 264 Дитмара	2004	МБ	12	1957±5
		М1	19	1937±5
		М2	21	1931±5
		М3	26	1914±6
		М4	27	1910±10
		М5	30	1898±14
		М6	32	1890±15
М7	37	1867±17		
Дианы	2010	М	16	1952±4
Камбальный		М	40	1858±18
№ 267 Елизовский		М1	8	1973±2
		М2	26	1920±6
		М3	41	1853±20
№ 268 Лавинщиков		МБЛ1	17	1949±4
	МБЛ2	26	1920±5	
	МБЛ3	39	1863±16	
Козельский	2015	М1	41	1858±18
		М2	40	1864±17
		М3	70	1635±45

\*Погрешность датировки оценивалась по формуле (2). \*\*Количество лишайников на морене было недостаточным для корректного датирования.

представлен двумя генерациями (см. рис. 4). Морена М1 большей своей частью примыкает к фронту ледника слева и ярко выражена в рельефе, поскольку налегает на отложения пирокластического потока. Размеры растущих на ней лишайников дают возможность считать временем её формирования 1830-е годы (см. табл. 1). Вторая морена М2 примыкает к М1 с правой стороны, подошва её расположена на высоте 700 м. В почвенно-пирокластическом чехле, залегающем на

ней, содержатся два пепловых горизонта: шлак извержения Авачинского вулкана 1945 г. и пепел вулкана Ксудач извержения 1907 г., который лежит непосредственно на морене. Это показывает, что морена сформировалась незадолго до этого события. Лихенометрические оценки возраста подтверждают эту датировку. Положение этих морен указывает на незначительную (0,04 км<sup>2</sup>, 1%) потерю площади ледника после окончания малого ледникового периода (см. табл. 2).

Таблица 2. Изменение площади ледников Авачинской группы вулканов в позднем голоцене

Название ледника	Современная площадь, км <sup>2</sup>	Площадь морен, км <sup>2</sup>	Площадь ледника с моренами, км <sup>2</sup>	Сокращение, %
<i>Морены неогляциального максимума</i>				
Дитмара	1,4	0,24	1,64	15
<i>Морены малого ледникового периода</i>				
Арсеньева	2,14	0,14	2,28	6
Дитмара	1,4	0,14	1,54	9
Елизовский	0,8	0,1	0,9	11
Заварицкого	2,7	0,04	2,74	1
Камбальный	0,9	0,036	0,94	4
Козельский	2	0,04	2,04	2
Лавинщиков	0,3	0,25	0,55	45
Новограбленова	2,05	0,3	2,35	13
Корякский-I	3,4	0,21	3,61	6
Корякский-II	2	0,1	2,1	5
Корякский-IV	1,15	0,3	1,45	21
Корякский-V	1,3	0,11	1,41	8
№ 252 Арикский-1	0,12	0,3	0,42	71
№ 271 и 272	0,6	0,3	0,9	33
<i>Морены середины XX в.</i>				
Дитмара	1,4	0,08	1,48	5
Дианы	0,15	0,09	0,24	38
Лавинщиков	0,3	0,01	0,31	3
Корякский-III	0,15	0,07	0,22	32

*Ледник Дитмара* – кратерно-долинный, вытекает из кратера вулкана Козельский (см. рис. 1). В 2014 г. язык ледника оканчивался на высоте 870 м. По результатам изучения площадок с сообществами лишайников мы выделили три разновозрастные генерации морен, которые начинаются непосредственно у конца ледника и занимают прифронтальную часть на протяжении 1,6 км вниз по долине (см. рис. 4). Первая генерация, ближайшая к современному фронту и состоящая из трёх валов – МБ (морена береговая), М1 и М2 – сформировалась в 1930–50-е годы (см. табл. 1). Следующие вниз по долине четыре вала (М3–М6), нижний из которых расположен на высоте 720 м (в 900 м от фронта), образовались в 1890–1914 гг., т.е. они относятся к окончанию малого ледникового периода. С этого времени ледник сократился на 0,14 км<sup>2</sup> (9%) (см. табл. 2). Морена третьей генерации (М7), расположенная на высоте 680 м, в 1,5 км от современного фронта, зафиксировала положение ледника в максимум неогляциальной стадии распространения ледников, возраст которого для Камчатки составляет 1,5–2 тыс. лет [20]. Эта морена – единственная на склонах Авачинской группы, сохранившаяся с той эпохи. В нижней части почвенно-пирокластического чехла находится пепел вулкана Опала

~1500 л.н. (данные радиоуглеродного метода), под которым залегает слой супеси мощностью 20 см, непосредственно переходящий в морену. Судя по положению морены, площадь ледника с той эпохи сократилась на 0,24 км<sup>2</sup> (15%). Более подробное описание морен ледников Дитмара и Заварицкого дано в работе [13].

*Ледник Арсеньева* – атрио-долинного типа, залегает на северном склоне Авачинского вулкана (см. рис. 1). На высоте 1000 м язык ледника раздваивается. Правый фронт оканчивается на высоте 950 м, ниже которого ещё на протяжении 300 м вниз по долине простираются мёртвые льды. Левый язык спускается до отметки 850 м и упирается в туюю Каменный стол. Вдоль левого языка сформировался комплекс береговых морен (см. рис. 4).

Левая береговая морена (МБЛ) примыкает к языку ледника и состоит из двух мощных валов – МБЛ1 и МБЛ2, разделённых глубокой (около 20 м) промоиной (см. рис. 4). На поверхности хорошо развита травянистая растительность. Лихенометрическое и тифрохронологическое изучение показало, что они относятся к одной генерации, размытой водным потоком. Максимальный диаметр лишайников составляет 35 мм (см. табл. 1). Почвенно-пирокластический чехол, сформир-

ровавшийся на морене, содержит три горизонта тефры, разделённые слоями супеси. Два верхних горизонта представлены шлаком Авачинского вулкана 1926 и 1945 г. Третий горизонт залегает на глубине 30 см и принадлежит извержению вулкана Ксудач 1907 г. Этот пепел подстилается 5-сантиметровым слоем делювия, который налегает непосредственно на морену, что указывает на образование этой морены во второй половине XIX в.

Комплекс правых береговых морен формировался в три этапа. Самая молодая, хорошо сохранившаяся генерация МБП1 протягивается вдоль языка ледника с высоты 1000 м и спускается ниже современного фронта до высоты 815 м (см. рис. 4). Поверхность морены не задернована, местами встречаются редкие кусты. Популяция *Rhizocarpon sp.* довольно многочисленна, диаметры наиболее крупных особей достигают 25 мм (см. табл. 1), что свидетельствует о формировании морены в 1920-е годы. В разрезе морены представлена только тефра Авачинского вулкана извержений 1926 и 1945 гг. Вторая генерация МБП2 налегает на борт долины, вмещающей ледник (см. рис. 4). Она отделена от первой генерации глубокой промоиной. Хорошо сохранилась только её верхняя часть. Нижние части сильно размывы водотоком. Общая длина морены — около 500 м, с высоты 900 до 840 м (до уровня современного фронта). Лихенометрическое исследование сохранившейся части показало, что диаметр слоевищ равен 32 мм. Возраст составляет около 114 лет, т.е. время формирования — 1890-е годы (см. табл. 1). В почвенно-пирокластическом чехле, ниже шлаков Авачинского вулкана 1926 и 1945 гг., практически на морене залегает пепел вулкана Ксудач 1907 г.

В верхней части борта долины прослеживается терраса, на которой обнаружены остатки ледниковых отложений. Поскольку морена МБП3 сильно разрушена, реконструировать её размеры можно лишь по контурам террасы. Недостаточное (для лихенометрического датирования) количество найденных лишайников не позволяет достоверно определить возраст данной морены. По аналогии с динамикой соседних ледников, мы предполагаем, что её образование связано максимальным продвижением ледников в малый ледниковый период.

Общая площадь исследованных морен ледника Арсеньева составляет 0,14 км<sup>2</sup>, т.е. после

малого ледникового периода площадь ледника сократилась на 6% (см. табл. 2).

*Ледник Новограбленова* — атрио-долинного типа, спускается по северо-западному склону вулкана Авачинский до отметки 800 м (см. рис. 1). Моренный комплекс представлен боковыми моренами, которые примыкают к языку ледника с обеих сторон (см. рис. 4). Высота валов достигает 15 м. Левая береговая морена (МБЛ) протягивается с высоты 1100 м практически до конца ледника. Судя по размеру наиболее крупных особей *Rhizocarpon sp.* (29 мм), она сформировалась в первом десятилетии XX в. (см. табл. 1). Вдоль правого края ледника сформировались две морены — МБП1 и МБП2 (см. рис. 4), отличающиеся друг от друга по морфологии (размеру и почвенно-растительному покрову). Лихенометрическое изучение валов позволило отнести время формирования внутреннего вала МБП1 ко второму десятилетию XX в., а внешнего МБП2 — к 1880-м годам. Сокращение ледника по окончании малого ледникового периода составило 0,3 км<sup>2</sup> (13%) (см. табл. 2).

*Ледник Камбальный* залегает на юго-западном склоне вулкана Авачинский в интервале высот 2300–1170 м (см. рис. 1). Перед фронтом чётко выраженных морен не обнаружено, однако на обоих бортах долины прослеживаются остатки, скорее всего, ледниковых отложений. В 80 м ниже фронта к правому борту примыкает полуразмытый моренный вал (см. рис. 4), поверхность которого постоянно обновляется осыпями, что приводит к омоложению популяций *Rhizocarpon sp.* и не даёт корректно их датировать. В работе [4] предполагается, что морена сформировалась в середине XIX в. Исходя из этих данных, потери ледника с тех пор можно оценить в 0,036 км<sup>2</sup> (4%) (см. табл. 2).

*Ледник Елизовский* занимает юго-западную часть атрио Авачинского вулкана и спускается в узкий барранкос до высоты 1320 м (см. рис. 1). Как и у некоторых других ледников, на его предполье конечные морены не сохранились, ниже фронта на протяжении 600 м наблюдаются остатки мёртвых льдов (см. рис. 4). На аэрофотоснимках 1974 г. видно, что поле мёртвого льда простиралось гораздо дальше: на 2 км от фронта ледника. За прошедшие десятилетия существенная их часть растаяла, не оставив сколь-нибудь выраженных в рельефе отложений. Это связано с рыхлостью слагающего поверхность морену

материала — преимущественно вулканического шлака. В бортах долины, вмещающей ледник, с трудом идентифицируются следы разноуровневых береговых морен (см. рис. 4). Морены очень плохо сохранились. Это не позволяет нам уверенно оценить их форму и площадь сокращения ледника, а также определить возраст. В работе [4] приводятся датировки фрагментов морен, согласно которым время их формирования относится ко второй половине XIX — началу XX вв.

*Ледник Лавинщиков* — небольшой склоновый ледник на юго-западе соммы Авачинского вулкана (см. рис. 1). Моренный комплекс здесь представлен боковыми моренами, часть которых во время полевых работ была перекрыта снежниками-перелетками, что затрудняло их картографирование и датирование. Между левым бортом ледника и гребнем соммы сформировались три генерации морен в виде параллельных гряд (см. табл. 1). Ближайшая к леднику, самая молодая морена МБЛ1 имеет длину около 70 м и представляет собой нагромождение с крутыми склонами, вытянутое вдоль ледника. Размер наиболее крупных особей *Rhizocarpon sp.* (17 мм) указывает на её формирование в середине XX в. Следующая генерация — МБЛ2 — морфологически весьма схожа с первой и имеет приблизительно такие же размеры. Однако диаметры наиболее крупных особей достигают 26 мм. Самая древняя морена — МБЛ3 — протягивается вдоль всего тела ледника и обозначает его контур с левого борта в середине XIX в. Морены правого борта, несомненно, присутствуют, но на протяжении нескольких сезонов абляции они вскрывались от сезонного и многолетнего снега лишь фрагментарно, что не позволило нам провести их корректную датировку. По данным авторов публикации [4], возраст этих морен в 1993 г. составлял около 75 и 140 лет.

*Ледник Дианы* — небольшой склоновый ледник юго-западной экспозиции (см. рис. 1). Ледник был обнаружен у подножия конуса Авачинского вулкана в ходе полевых работ в августе 2010 г. [2]. На тот момент он оканчивался на высоте 1250 м. Морены оконтуривают нижнюю часть ледника с обеих сторон, соединяются ниже конца ледника и простираются далее по долине до отметки 1220 м (см. рис. 4). По внешнему облику все валы выглядят одинаково и представляют собой нагромождение несортированного обломочного и пирокластического материала высотой до 10 м. Большая их

часть имеет ледяное ядро. Растительность на поверхности отсутствует. Диаметр лишайников не превышает 16 мм, что говорит о стабилизации морены в середине XX в. (см. табл. 1). Площадь сокращения составила 0,09 км<sup>2</sup> (38%) (см. табл. 2).

*Ледник Скрытый* залегает на западном склоне соммы Авачинского вулкана (см. рис. 1). Ниже современного фронта ледника на 600–700 м протягивается массив мёртвых льдов, покрытый мощным слоем пирокластического материала. Площадь этих льдов мы оцениваем в 0,3 км<sup>2</sup>. В настоящее время датировать эти льды доступными авторам методами не представляется возможным. Пирокластика, покрывающая лёд (шлак Авачинского вулкана, который имеет диаметр не более 10 см), непригодна для заселения лишайниками. Кроме того, поверхность мёртвых льдов крайне нестабильна и не позволяет сохраниться горизонтам тефры.

*Корякский вулкан* занимает центральное положение в группе и имеет наибольшую высоту — 3456 м. Вершина конуса незначительно срезана к западу, склоны изборозжены глубокими барранкосами. На склонах вулкана залегают семь ледников (см. рис. 1) общей площадью 8,36 км<sup>2</sup>, на предполях пяти из них обнаружены моренные комплексы [14].

Вдоль бортов ледников Корякский-I, -II и -V протягиваются морфологически схожие между собой гряды береговых морен, которые сложены несортированным материалом — угловатыми обломками, окатанные практически отсутствуют. Сечение моренных валов — треугольное, крутизна склонов — около 30°, относительная высота — 10–15 м. Поверхность морен задернована слабо, растительность характерна для альпийской зоны Восточной Камчатки. При изучении разрезов верхних частей морен сразу под формирующейся дерниной залегает слой тефры Авачинского вулкана извержения 1926 г. Кроме этого слоя, не обнаружено никаких пепловых горизонтов, в то время как на окружающих поверхностях практически повсеместно под тефрой залегает пепел вулкана Ксудач 1907 г. [12, 15, 16]. Это показывает, что морены сформировались субсинхронно с этим событием.

*Ледник Корякский-I* — ледник барранкосов (см. рис. 1). Единственная обнаруженная морена (МБЛ) протягивается вдоль левого края ледника с высоты 1300 до 1100 м (см. рис. 4). Она состоит

из трёх параллельных гряд высотой около 10 м. Растительность на её поверхности отсутствует, и только в нижней части встречаются одиночные экземпляры высших растений. Максимальный диаметр слоевищ лишайников – 28 мм (см. табл. 1). Площадь этой морены равна 0,21 км<sup>2</sup>. Таким образом, с конца малого ледникового периода по настоящее время площадь ледника уменьшилась на 6% (см. табл. 2). В работе [18] указывается, что «в настоящее время ледники (Корякского вулкана) находятся в стадии отступления, оставляя хаотические нагромождения свежего моренного материала». При полевых работах нам не удалось обнаружить свежих морен перед фронтом этого ледника, что, вероятно, связано с современным наступлением ледника, а также с тем, что его фронт спускается в крутой каньон р. Шумная.

*Ледник Корякский-II* – ледник барранкосов (см. рис. 1). Береговые морены МБЛ и МБП примыкают непосредственно к языку ледника с обеих сторон и протягиваются с высоты 1000 м до уровня современного фронта, который в 2012 г. располагался на высоте 880 м (см. рис. 4). Поверхность ледника на 3–5 м возвышается над моренами. В нижней части на поверхности морен наблюдаются следы деформации, что показывает активное современное движение ледника. Площадь морен составляет 0,1 км<sup>2</sup>, т.е. она сократилась на 5% (см. табл. 2). Результаты лихенометрии (диаметр слоевищ 30 мм) позволяют нам связывать формирование этих морен с началом XX в. (см. табл. 1).

*Ледник Корякский-III* – склоновый (см. рис. 1); в отличие от остальных ледников Корякского вулкана в настоящее время он деградирует. В 2009 г. ледник оканчивался на высоте 1470 м. В прифронтальной части сформировалась отчётливо выраженная конечная морена (см. рис. 4), которая состоит из трёх гряд, подпирающих фронт ледника с правого края и морфологически схожих между собой. По-видимому, внутри них сохраняется ледяное ядро. На поверхности из растительности встречаются только одиночные кустики камнеломки и лишайники. Поиск лишайников был затруднён из-за слоя пепла, поскольку во время полевых работ вулкан Корякский находился в состоянии извержения. Размер наиболее крупных обнаруженных особей *Rhizocarpon sp.* составляет 15 мм, что свидетель-

ствует о сокращении ледника в середине XX в. (см. табл. 1). За последние полвека ледник потерял 32% площади (0,07 км<sup>2</sup>) (см. табл. 2).

*Ледник Корякский-IV* – ледник барранкосов (см. рис. 1). Современный фронт ледника расположен на высоте 1260 м, от которого вниз по барранкосу протягивается относительно хорошо сохранившийся комплекс береговых и конечных морен (см. рис. 4). Береговая морена МБ протягивается вдоль левого борта барранкоса с высоты 1300 м. Она состоит из нескольких параллельных гряд высотой до 15 м, сложенных свежим обломочным материалом. В верхней части морена слабо идентифицируется, почвенно-растительный покров отсутствует. На высоте 1100 м она переходит в конечный моренный вал М1. Общая протяжённость морены – около 1000 м. В нижней части гряды сходятся в один вал, наиболее отчётливо выраженный в рельефе. На поверхности морены встречаются отдельные экземпляры растительности. Возраст морены, согласно лихенометрической датировке, составляет от 90 до 100 лет (см. табл. 1).

Конечно-моренный комплекс М1 расположен в 800 м от современного фронта ледника на входе в барранкос и имеет характерную форму «львиной лапы». Между ледником и конечной мореной простирается массив мёртвых льдов, зачехлённый слоем обломочного и пирокластического материала мощностью около 1 м. Видимая мощность льдов (в обнажении на высоте 1150 м) составляет не менее 5 м. Поверхность мёртвых льдов покрыта трещинами, наблюдаются участки со смещённым грунтом и растительностью. Конечно-моренный комплекс состоит из нескольких валов высотой до 40 м и общей шириной до 600 м. Морфологически выделяются две генерации морен. Внутренняя генерация М1, ближайшая к леднику, почти посередине разделена на две части ручьём, вытекающим из ледника. Благодаря этому в обнажении прекрасно видно внутреннее строение морены. Морена выглядит достаточно молодой и проявляет признаки движения – наблюдаются следы осыпей и редкая растительность. Вероятно, здесь заканчивается мёртвый лёд, который в настоящее время подталивается ледником. На всех валах диаметр лишайников не превышает 25 мм, т.е. время образования относится к 1920-м годам (см. табл. 1).

С внешней стороны, слева, к этой генерации примыкает моренный вал М2, несколько отлича-

ющийся по морфологии. Его подошва расположена на высоте 1030 м, в 1200 м от современного фронта. Это – самая ранняя морена, сформированная ледником Корякский-IV. Высота вала значительно меньше – до 12 м, растительность на поверхности развита лучше, местами встречаются молодые кусты ольхи и тополя. Судя по размеру слоевищ обнаруженных экземпляров *Rhizocarpon sp.*, формирование этой морены относится к 1870-м годам. Наличие в почвенном горизонте двух прослоев тефры, нижний из которых – пепел вулкана Ксудач 1907 г., указывает на стабилизацию поверхности морены ко времени данного извержения и позволяет рассматривать морену М2 как наиболее древнюю среди сохранившихся неогляциальных морен Корякского вулкана. Общая площадь всех береговых и конечных морен вместе с массивом мёртвых льдов составляет 0,3 км<sup>2</sup>. Это – наибольший показатель для ледников Корякского вулкана. Сокращение ледника после окончания малого ледникового периода составило 21% (см. табл. 2); для сравнительно крупного ледника такое уменьшение существенно. Наличие мёртвого льда и конечной морены может быть связано с быстрым отступанием ледника или, возможно, даже с пульсирующим режимом ледника.

*Ледник Корякский-V* – ледник барранков (см. рис. 1). Вдоль правого борта, с высоты 1500 м, где ледник из барранкоса выходит на подножие вулкана, и до современного фронта (970 м) протягивается береговая морена (см. рис. 4). В верхней части она состоит из четырёх гряд, имеющих схожий морфологический облик. На высоте 1100 м все гряды сходятся в один гребень. Длина морены – 2,3 км, ширина – от 30 м в верхней части до 60 м в районе фронта ледника. На поверхности встречаются отдельные кусты представителей альпийской растительности. Лишайники обильны, диаметр наиболее крупных особей достигает 26 мм (соответствует 1920-м годам). Уменьшение площади ледника с этого времени можно оценить в 0,11 км<sup>2</sup> (8%) (см. табл. 2).

Таким образом, в малый ледниковый период площадь ледников Корякского вулкана превышала современную на 0,79 км<sup>2</sup>.

В пределах *Пиначевского хребта* находятся вулканы Арик (высота 2156 м) и Ааг (высота 2310 м), которые образовались в результате накопления лавово-пирокластического материала через систему сближенных центров извержений [19]. В настоя-

щее время на склонах Пиначевского хребта залегают семь ледников общей площадью 1,18 км<sup>2</sup> (см. рис. 1). Позднеголоценовые морены были идентифицированы только у трёх ледников. Так, на западном склоне вулкана Ааг расположенные рядом ледники № 271 и 272 имеют общую конечную морену (см. рис. 4). Судя по морфологии, ранее эти ледники имели единый ледяной массив [20]. Морена состоит из нескольких морфологически схожих валов. Их поверхность не задернована, местами встречаются отдельные экземпляры высших растений. Количество лишайников было достаточным для лишенометрического датирования: диаметр слоевищ достигал 30 мм, что указывает на время стабилизации морены в самом начале XX в. (см. табл. 1). Вероятно, сокращение ледника и его разделение на две части связано с окончанием малого ледникового периода.

На северо-восточном склоне вулкана Арик залегает каровый ледник № 252 (см. рис. 1). В 2010 г. ледник занимал только самую верхнюю часть троговой долины (см. рис. 4). Дно долины заполнено массивом мёртвых льдов, покрытых обломочным материалом жёлтого цвета, осыпавшимся с окружающих склонов вулкана. В нижней части массива встречаются редкие экземпляры растительности и лишайников. Диаметры наиболее крупных лишайников достигают 26 мм, но для корректного датирования их недостаточно. Отсутствие лишайников, здесь, по-видимому, связано с тем, что породы, слагающие склоны вулканов, подвергались длительному гидротермальному воздействию. Поверхность обломков гидротермально-изменённых пород легко эродируется и представляет собой неподходящий субстрат для лишайников. Ледники Пиначевского хребта сократились в наибольшей степени среди прочих ледников Авачинской группы (см. табл. 2).

### Заключение

Исследование морен Авачинской группы вулканов показало, что колебания ледников на всех вулканических постройках происходили субсинхронно. Обнаруженные ледниковые отложения относятся к трём периодам колебаний ледников в позднем голоцене. Наибольших размеров оледенение в пределах Авачинской группы вулканов достигало около 2000 л.н. Фрагменты морены этого воз-

раста обнаружены только в моренном комплексе ледника Дитмара на расстоянии 1600 м от его фронта. Площадь ледника в эту эпоху превышала современную на 0,14 км<sup>2</sup> (15%), а фронт ледника располагался на 200 м ниже по высоте. Формирование наибольшего количества морен связано с малым ледниковым периодом, который, судя по обнаруженным ледниковым отложениям, в пределах Авачинской группы имел место в середине XVII – первой четверти XX вв. Максимальных размеров в малый ледниковый период ледники, вероятно, достигали в XVII в., морена этого возраста сохранилась только на предполье ледника Козельский.

В настоящее время площадь ледников, моренные комплексы которых удалось изучить и датировать, составляет 21,46 км<sup>2</sup>. Площадь реконструированных морен, относящихся к малому ледниковому периоду, составляет 2,79 км<sup>2</sup>, т.е. во время этой эпохи площадь оледенения равнялась 24,25 км<sup>2</sup>, что на 13% больше площади современного оледенения. Анализируя полученные результаты, можно сделать вывод, что характер оледенения и типы ледников, существовавших в малый ледниковый период, не отличались от современных. При этом отметим, что масштабы сокращения отличаются в разных ледниковых узлах. Интенсивность сокращения зависит от нескольких условий, главное из которых – экспози-

ция ледника [2]. На предпольях четырёх ледников обнаружены морены, сформированные в середине XX в. Их появление объясняется неблагоприятным для ледников периодом 1941–1952 гг., когда наблюдались устойчивые отрицательные аномалии аккумуляции и абляции [3].

Характер оледенения и типы существовавших в течение последних 2000 лет ледников не отличаются от современных. Динамика ледников Авачинской группы очень разнообразна [2], она зависит не только от экспозиции, удалённости от океана или высоты залегания, но и от активности Авачинского и Корякского вулканов. Продвижение вперёд крупных ледников на их склонах может быть вызвано не положительным балансом массы, а мобилизацией льда за счёт вулканотектонических землетрясений, нередко сопровождающих извержения вулканов. Этот фактор может иметь существенное значение и на фоне субсинхронных колебаний ледников, обусловленных климатическими изменениями, когда может происходить активизация отдельных ледников. С характерными особенностями вулканических построек и вулканических пород может быть связано и отсутствие конечных морен на многих ледниках группы. Рыхлые, часто пористые и почти лишённые глинистых частиц отложения пирокластики легко размываются и уносятся водными потоками.

## Литература

1. *Виноградов В.Н.* Современное оледенение районов активного вулканизма. М: Наука, 1975. 103 с.
2. *Маневич Т.М., Муравьев Я.Д., Самойленко С.Б.* Ледники Авачинской группы вулканов: современное состояние // *Лёд и Снег*. 2015. Т. 55. № 3. С. 14–26. doi:10.15356/2076-6734-2015-3-14-26
3. *Виноградов В.Н., Муравьев Я.Д.* Ледник Козельский (Авачинская группа вулканов). СПб.: Гидрометеоздат, 1992. 120 с.
4. *Соломина О.Н., Муравьев Я.Д., Базанова Л.И.* Оледенение Камчатки в малом ледниковом периоде // *МГИ*. 1996. № 80. С. 54–60.
5. *Виноградов В.Н.* Каталог ледников СССР. Т. 20. Камчатка. Ч. 2–4. Л.: Гидрометеоздат, 1968. 76 с.
6. *Соломина О.Н.* Горное оледенение Северной Евразии в голоцене. М.: Научный мир, 1999. 272 с.
7. *Олюнин В.Н.* Современное и «историческое» оледенение Камчатки // *Изв. АН СССР. Сер. геогр.* 1966. № 3. С. 70–78.
8. *Мелекесцев И.В., Краевая Т.С., Брайцева О.А.* Рельеф и отложения молодых вулканических районов Камчатки. М.: Наука, 1970. 104 с.

## References

1. *Vinogradov V.N.* *Sovremennoe oledenenie rayonov aktivnogo vulkanizma*. Modern glaciation of active volcanism areas. Moscow: Nauka, Moskva: Nauka, 1975: 103 p. [In Russian].
2. *Manevich T.M., Murav'ev Ya.D., Samoilenko S.B.* *Glaciers of Avacha group of volcanoes: modern state*. *Led i Sneg*. Ice and snow. 2015, 55 (3): 14–26. doi:10.15356/2076-6734-2015-3-14-26 [In Russian].
3. *Vinogradov V.N., Murav'ev Ya.D.* *Lednik Kozel'skiy (Avachinskaya gruppa vulkanov)*. Kozelsky Glacier (Avacha group of volcanoes). St. Petersburg: Gidrometeoizdat. Sankt-Petersburg: Hydrometeoizdat, 1992: 120 p. [In Russian].
4. *Solomina O.N., Murav'ev Ya.D., Bazanova L.I.* *Little Ice Age in Kamchatka. Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovaniy*. Data of Glaciological Studies. 1996, 80: 54–60. [In Russian].
5. *Vinogradov V.N.* *Katalog lednikov SSSR*. USSR Glacier Inventory. V. 20. Pts. 2–4. Leningrad: Gidrometeoizdat. Leningrad: Hydrometeoizdat, 1968: 76 p. [In Russian].
6. *Solomina O.N.* *Gornoe oledenenie Severnoi Evrazii v golotsene*. Mountain glaciation of Northern Eurasia in Holocene. *Moskva: Nauchnyi mir*. Moscow: Scientific World, 1999: 272 p. [In Russian].

9. *Виноградов В.Н., Будников А.Е.* Динамика ледников Авачинской группы вулканов в последнее столетие и черты их режима // Вопросы географии Камчатки. 1977. Вып. 7. С. 26–31.
10. *Savoskul O. S., Zech W.* Holocene glacier advances in the Topolovaya valley, Bystrinskiy range, Kamchatka, Russia, dated by tephrochronology and lichenometry // Arctic and Alpine Research. 1997. V. 29. № 2. P. 143–155.
11. *Solomina O.N., Muravyev Ya.D., Shiraiwa K., Sawaguchi S.* Lichenometric studies of moraines in Kronotskiy Peninsula, Kamchatka, Russia // Cryogenic Studies in Kamchatka II. Institute of Low Temperature Science, Hokkaido University, 1999. P. 76–78.
12. *Базанова Л.И., Брайцева О.А., Дирксен О.В., Сулержицкий Л.Д., Данхара Т.* Пеплопады крупнейших голоценовых извержений на траверсе Усть-Большерецк – Петропавловск-Камчатский: источники, хронология, частота // Вулканология и сейсмология. 2005. № 6. С. 30–46.
13. *Маневич Т.М.* Лихенометрическое датирование морен восточной части Авачинской группы вулканов // Лёд и Снег. 2011. № 2 (114). С. 122–126.
14. *Маневич Т.М., Самоilenko С.Б.* Ледники Корякского вулкана // Лёд и Снег. 2012. № 3 (119). С. 25–30.
15. *Мелекесцев И.В., Брайцева О.А., Двигало В.Н., Базанова Л.И.* Исторические извержения Авачинского вулкана на Камчатке (попытка современной интерпретации и классификации долгосрочного прогноза типа и параметров извержений). Ч. I. (1737–1909 гг.) // Вулканология и сейсмология. 1993. № 6. С. 13–27.
16. *Мелекесцев И.В., Брайцева О.А., Двигало В.Н., Базанова Л.И.* Исторические извержения Авачинского вулкана на Камчатке (попытка современной интерпретации и классификации долгосрочного прогноза типа и параметров извержений). Ч. II. 1926–1991 гг. // Вулканология и сейсмология. 1994. № 2. С. 3–24.
17. *Yamagata K., Sawaguchi Sh., Muravyev Ya.D., Solomina O.N.* Soil development in relation to vegetation and topography at the Koryto glacier basin, Kamchatka // Cryospheric studies in Kamchatka II. Institute of Low Temperature Science, Hokkaido University, 1999. P. 85–92.
18. *Маренина Т.Ю., Сирин А.Н., Тимербаева К.М.* Корякский вулкан на Камчатке // Тр. Лаборатории вулканологии. 1962. Вып. 22. С. 67–75.
19. *Активные вулканы и гидротермальные системы Камчатки: путеводитель научных экскурсий.* Петропавловск-Камчатский: изд. Ин-та вулканологии ДВО АН СССР, 1985. 228 с.
20. *Маневич Т.М., Самоilenko С.Б.* Ледники Пиначевского хребта // Материалы VIII региональной молодёжной науч. конф. «Исследования в области наук о Земле». Петропавловск-Камчатский, 2010. С. 65–71.
7. *Olyunin V.N.* Modern and "historical" glaciation of Kamchatka. *Izvestiya Akademii Nauk SSSR, seriya geograficheskaya.* Proc. of the USSR Academy of Sciences. Geographical series. 1966, 3: 70–78. [In Russian].
8. *Melekestsev I.V., Kraevaya T.S., Braitseva O.A.* *Rel'ef i otlozheniya molodykh vulkanicheskikh rayonov Kamchatki.* Relief and deposits in young volcanic regions of Kamchatka. Moscow: Nauka, 1970: 104 p. [In Russian].
9. *Vinogradov V.N., Budnikov A.E.* Glacier dynamics of Avacha group of volcanoes in the last century, and features of their regime. *Voprosy geografii Kamchatki.* Questions of Kamchatka Geography. 1977, 7: 26–31. [In Russian].
10. *Savoskul O.S., Zech W.* Holocene glacier advances in the Topolovaya valley, Bystrinskiy range, Kamchatka, Russia, dated by tephrochronology and lichenometry. Arctic and Alpine Research. 1997, 2 (29): 143–155.
11. *Solomina O.N., Muravyev Ya.D., Shiraiwa K., Sawaguchi S.* Lichenometric studies of moraines in Kronotskiy Peninsula, Kamchatka, Russia. Cryogenic Studies in Kamchatka. Pt. II. Institute of Low Temperature Science, Hokkaido University. 1999: 76–78.
12. *Bazanova L.I., Braitseva O.A., Dirksen O.V., Sulzerzhitskiy L.D., Dankhara T.* The largest Holocene eruptions of ash falls on the traverse Ust'-Bolsheretsk – Petropavlovsk-Kamchatsky: sources, chronology, frequency. *Vulkanologiya i seismologiya.* Volcanology and seismology. 2005, 6: 30–46. [In Russian].
13. *Manevich T.M.* Lichenometric dating of moraines in the eastern Avacha group of volcanoes. *Led i Sneg.* Ice and snow. 2011, 2 (114): 122–126. [In Russian].
14. *Manevich T.M., Samoilenko S.B.* Glaciers of the Koryak volcano. *Led i Sneg.* Ice and snow. 2012, 3 (119): 25–30. [In Russian].
15. *Melekestsev I.V., Braitseva O.A., Dvigalo V.N., Bazanova L.I.* Historical eruptions of the volcano Avacha on Kamchatka (try a modern interpretation and classification of the type of long-term forecasting and parameters eruptions). Pt. I. (1737–1909). *Vulkanologiya i seismologiya.* Volcanology and Seismology. 1993, 6: 13–27. [In Russian].
16. *Melekestsev I.V., Braitseva O.A., Dvigalo V.N., Bazanova L.I.* Historical eruptions of the volcano Avacha on Kamchatka (try a modern interpretation and classification of the type of long-term forecasting and parameters eruptions). Pt. II. (1926–1991). *Vulkanologiya i seismologiya.* Volcanology and seismology. 1994, 2: 3–24. [In Russian].
17. *Yamagata K., Sawaguchi Sh., Muravyev Ya.D., Solomina O.N.* Soil development in relation to vegetation and topography at the Koryto glacier basin, Kamchatka. Cryospheric studies in Kamchatka. Pt. II. Institute of Low Temperature Science, Hokkaido University. 1999: 85–92.
18. *Marenina T.Yu., Sirin A.N., Timerbaeva K.M.* Koryak volcano in Kamchatka. *Trudy Laboratorii vulkanologii.* Proc. of the Laboratory of Volcanology. 1962, 22: 67–75. [In Russian].
19. *Aktivnye vulkany i gidrotermal'nye sistemy Kamchatki. Putevoditel' nauchnykh ekskursiy.* Active volcanoes and hydrothermal systems of Kamchatka. Guidebook of scientific excursions. Petropavlovsk-Kamchatsky, 1985: 225 p. [In Russian].
20. *Manevich T.M., Samoilenko S.B.* Glaciers of Pinnachevsky ridge. *Materialy VIII regional'noy molodezhnoy nauchnoy konferentsii «Issledovaniya v oblasti nauk o Zemle».* Proc. of the VIII Regional Young Scientist Conf. "Earth Science Research". Petropavlovsk-Kamchatsky, 2010: 65–71. [In Russian].

# Прикладные проблемы

УДК 550.8.056

doi:10.15356/2076-6734-2016-3-413-426

## Гляциогеофизические инженерные изыскания для подготовки лётного поля в районе российской станции Мирный (Восточная Антарктида)

© 2016 г. С.В. Попов<sup>1\*</sup>, С.В. Межонов<sup>2</sup>, С.П. Поляков<sup>2</sup>, В.Л. Мартьянов<sup>2</sup>, В.В. Лукин<sup>2</sup><sup>1</sup>Полярная морская геологоразведочная экспедиция, Санкт-Петербург; <sup>2</sup>Арктический и Антарктический научно-исследовательский институт, Санкт-Петербург

\*spopov67@yandex.ru

## Glaciological and geophysical investigations aimed at organization of a new airfield at the Station Mirny (East Antarctica)

S.V. Popov<sup>1\*</sup>, S.V. Mezhanov<sup>2</sup>, S.P. Polyakov<sup>2</sup>, V.L. Mart'yanov<sup>2</sup>, V.V. Lukin<sup>2</sup><sup>1</sup>Polar Marine Geosurvey Expedition, St. Petersburg, Russia; <sup>2</sup>Arctic and Antarctic Research Institute, St. Petersburg, Russia

\*spopov67@yandex.ru

Received March 23, 2016

Accepted April 18, 2016

Keywords: *airfield, crevasse detection, East Antarctica, GPR profiling, Station Mirny*

### Summary

Main results of glaciological and geophysical engineering surveys, conducted during three summer field seasons of 2013–2016 (59–61st Russian Antarctic Expeditions – RAE) near the Russian Station Mirny (East Antarctica), are discussed in the paper. Objective of these works was to site and then to organize a new airfield for landing of medium-range aircrafts with ski landing gears. Investigations included aerial photography, GPR surveys (georadar profiling), ice core drilling, and installation of landmarks to measure velocity of the glacier motion. The GSSI ground-penetrating radars with the main frequencies of 270 MHz and 900 MHz were used. In addition, special explorations were conducted for detecting the englacial crevasses by means of remote-sensing methods. The GPR data allowed a revealing the boundary between snow-and-firn thickness and atmospheric ice. In the course of processing of 252 travel-time curves of the diffracted waves a kinematic model of the sub-surface part of the glacier has been constructed. It was found that the dielectric permittivity of the snow-firn thickness averages 2.43; similar value for the atmospheric ice amounts to 3.0. The GPR data made it possible to determine intraglacial (englacial) crevasses and to choose the most favorable field for the landing. On February 10, 2016, the first middle-range aircraft DC-3T (BT-67) had landed onto the new run-way near the station Mirny.

Поступила 23 марта 2016 г.

Принята к печати 18 апреля 2016 г.

**Ключевые слова:** *Восточная Антарктида, выявление трещин, георадарное профилирование, лётное поле, станция Мирный*

Рассматриваются результаты гляциогеофизических инженерных изысканий в трёх летних полевых сезонах 2013–2016 гг. (59–61-я Российские антарктические экспедиции) в районе станции Мирный (Восточная Антарктида). Цель работы – выбор места посадочной площадки для приёма среднемагистральных самолётов на лыжном шасси и последующая её организация. Работы предусматривали проведение аэрофотосъёмки, георадарного профилирования, ядерного бурения, а также установку вех для измерения скорости течения ледника. Георадарные данные позволили выявить внутриледниковые трещины и выбрать наиболее удачное место для посадочной площадки, на которую 10 февраля 2016 г. был принят самолёт DC-3T (BT-67).

### Введение

К настоящему времени в Антарктиде имеется более 50 взлётно-посадочных полос, три из которых, расположенные в районе станций Новолазаревская, Прогресс и Восток, регулярно используются Российскими антарктическими экспедициями (РАЭ) [1]. Есть также

несколько посадочных площадок вблизи отечественных полевых баз, в частности Молодёжной, Дружной-4, Союз и Прогресс-3. В районе чилийской станции Президент Эдуардо Фрей Монталва (Base Presidente Eduardo Frei Montalva) находится аэропорт имени Тениенте Марша (Teniente Rodolfo Marsh Airport), который совместно используется рядом стран

и обеспечивает доставку грузов и личного состава на станцию Беллинсгаузен. И только станция Мирный не имеет авиационного сообщения. Исключение составляют лишь редкие посадки австралийских самолётов Twin Otter, совершающих перелёты между станциями Дейвис и Кейси, которые приземляются на припайный лёд. Авиационное сообщение со станцией Мирный прекратилось 20 лет назад (последний раз отечественные самолёты принимались в сезон 36-й САЭ (1990/91 г.) [2]) и с тех пор не возобновлялось.

В конце первой декады XXI в. по мере укрепления экономики нашей страны и с улучшением логистического обеспечения РАЭ появились предпосылки к расширению научных работ в Антарктиде. Это нашло своё отражение в «Стратегии развития деятельности Российской Федерации в Антарктике на период до 2020 года и на более отдалённую перспективу», утверждённой Правительством РФ 30 октября 2010 г. распоряжением № 1926-р. Для реализации задач, поставленных в указанном документе, и создания условий для изучения Земель Вильгельма II, Королевы Мэри и Уилкса с целью расширения районов отечественных аэрогеофизических работ в восточном направлении необходима организация посадочной площадки на станции Мирный. Именно от этого зависит успех изучения указанной территории. Кроме того, организация посадочной площадки позволила бы возобновить некогда прерванное авиационное сообщение со станцией.

Для прибрежной части Антарктиды характерны значительные скорости течения ледников, составляющие сотни и более метров в год [3], что приводит к образованию многочисленных трещин. Их ширина может превышать десятки метров при глубине около сотни метров. Станция Мирный печально знаменита своими трещинами. Если посмотреть на неё с высоты или хотя бы из окон жилых зданий, то создаётся впечатление, что она окружена ими со всех сторон. Первой их жертвой стал механик-водитель А.И. Щеглов, погибший 25 февраля 1964 г. при попытке преодоления зоны трещин, которая пересекает трассу следования санно-гусеничного похода на станцию Восток. Спустя почти полвека, 20 ноября 2008 г., там же погиб Д.А. Ламакин, другой механик-водитель.

Однако, несмотря на столь непростую ситуацию, со времени образования станции здесь имелся аэродром, на котором было две взлётно-посадочных полосы, где периодически возникали трещины разных размеров. Аэродромная служба своевременно устанавливала их и устраняла. Таким образом, подготовка посадочной площадки на станции Мирный и возобновление работы некогда прерванного авиационного сообщения тесно связаны с необходимостью выявления трещин, а следовательно, с изучением приповерхностной части ледника дистанционными методами. Как показывает опыт, наиболее эффективным из них считается георадарное профилирование [4–7].

### **Характеристика работ 59-й и 60-й РАЭ (2013–2015 гг.)**

В летний полевой сезон 59-й РАЭ (2013/14 г.) были выполнены первые рекогносцировочные работы. Их цель — выяснение принципиальной возможности организации здесь безопасной взлётно-посадочной полосы. Рассматривалось несколько вариантов, однако по результатам обследования все они, кроме одного, были отклонены из-за наличия трещин и боковых господствующих ветров. Указанные работы, помимо визуальной оценки, предусматривали георадарное профилирование по отдельным маршрутам и установку 24 вех для последующего измерения скорости течения ледника. Георадарное профилирование выполнялось георадаром фирмы GSSI (Geophysical Survey Systems Inc., USA) SIR-3000 с частотой зондирующих импульсов 400 МГц. В результате первых исследований был намечен участок ледника, принципиально пригодный для организации на нём посадочной площадки.

В летний полевой сезон 60-й РАЭ (2014/15 г.) для более детального изучения намеченного района были выполнены значительные по объёму инженерные изыскания и научные исследования, которые предусматривали: 1) площадную георадарную съёмку масштаба 1:15 000; 2) керновое бурение; 3) аэрофотосъёмку [8, 9]; 4) установку вех.

*Георадарное профилирование* велось одновременно на двух частотах — 270 и 900 МГц.

В распоряжении авторов имелся ещё один георадар с частотой зондирующих импульсов 400 МГц, применявшийся в сезон 59-й РАЭ, однако опытно-методические работы показали, что его использование, при наличии двух других, существенно не повлияет на конечный результат [4, 8]. Планово-высотная привязка выполнялась с помощью приёмоиндикатора GARMIN GPSmap 60 с выносной антенной GA 25MCX. Транспортным средством служил снегоход «Росомаха». Работы выполнялись на площади 1700 × 800 м (рис. 1). Общая протяжённость георадарных маршрутов – 20 км. Перед георадарной съёмкой проведены опытно-методические работы, задача которых – установить возможность выявления трещин с помощью применяемой аппаратуры [4].

*Керновое бурение* позволяет получить наиболее достоверные и полные данные о леднике, но они носят локальный характер, а сам процесс получения материала занимает весьма продолжительное время. В процессе полевых работ было отобрано пять кернов глубиной около 6 м (см. рис. 1). Бурение велось механическим буром Kovacs (Kovacs Enterprises, USA), обеспечивающим получение керна диаметром 14 см. После его отбора измерялась температура на разных горизонтах. Затем керны описывались, фотографировались и распиливались на фрагменты; далее определялась их плотность [8]. Как показывает практика, георадарное профилирование и керновое бурение дополняют друг друга, а их совместное использование позволяет получить не только качественные научные результаты [10–14], но и успешно решить прикладные задачи [8].

*Аэрофотосъёмка*, выполненная при низком положении Солнца над горизонтом, даёт возможность уверенно картировать протяжённые линейные объекты на дневной поверхности. К ним относятся и трещины, выявление которых – основная задача работ. Кроме того, качественный фотоплан имеет важное самостоятельное значение для решения повседневных задач жизнедеятельности антарктических станций. Аэрофотосъёмка выполнена 11 января 2015 г. с борта вертолёта Ка-32 на относительной высоте 1500 м. Ей была покрыта территория 3,5 × 3,5 км. Использовалась цифровая зеркальная фотокамера Canon 650D с объективом

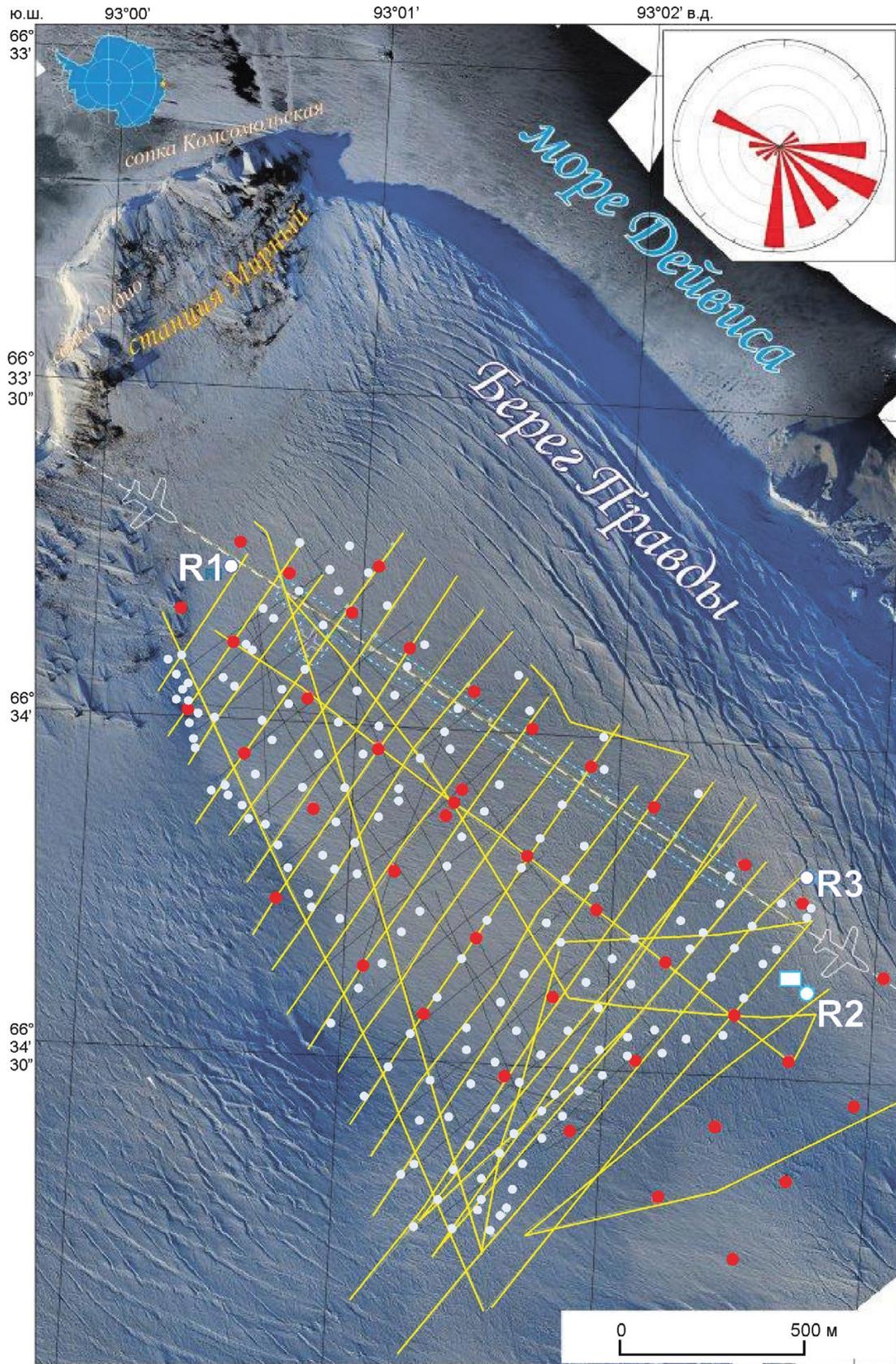
Canon EF 40 mm 1:2.8 STM. В результате был составлен фотоплан с детальностью 16 пиксель/см, который представлен в работе [9].

Таким образом, в результате инженерных изысканий на станции Мирный был определён участок, пригодный для организации посадочной площадки. Проведены также обширные опытно-методические работы с целью совершенствования методики выявления трещин по георадарным данным.

### Работы 61-й РАЭ (2015/16 г.)

Летний полевой сезон 61-й РАЭ (2015/16 г.) – завершающий этап исследований. Он включал в себя повторную площадную георадарную съёмку масштаба 1:10 000 на территории примерно 2 × 1,3 км (см. рис. 1). Применялись те же георадары, что и раньше. Однако лоцирование велось одновременно на двух частотах – 270 и 900 МГц. Общий объём выполненных работ для каждого георадара составил 40,2 км. Транспортное средство – снегоход «Росомаха». Скорость движения по маршрутам – около 5 км/ч. Планово-высотная привязка выполнялась по GPS с помощью приёмоиндикатора GARMIN GPSmap 60 с выносной антенной GA 25MCX, которая крепилась к одной из антенн георадара, обеспечивая тем самым синхронность планово-высотной привязки пунктов зондирования. Согласно данным стояночных наблюдений, точность определения плановых координат равна приблизительно 3 м, что вполне достаточно для решения поставленных задач. Площадная съёмка сопровождалась многочисленными опытно-методическими работами, направленными на выяснение вопросов формирования отражённых сигналов от трещин с различными характеристиками.

Для изучения динамики ледника, кроме того, устанавливались дополнительные вехи. Всего в районе работ была поставлена 41 веха (см. рис. 1). Вехи представляют собой алюминиевые трубы, высота которых составляет 6 м, диаметр 40 мм, толщина стенок 3 мм. Согласно отработанной методике, они забуривались в снежно-фирновую толщу на глубину не менее 1 м, что предохраняет вехи от проседания или наклона и даёт возможность в дальнейшем определить снегонакопление и поле скорости течения ледника.



**Рис. 1.** Схема расположения гляциогеорадарных работ в районе станции Мирный.

1 – маршруты георадарной съёмки 61-й РАЭ; 2 – маршруты георадарной съёмки 60-й РАЭ; 3 – положение вех; 4 – пункты пенетрометрии; 5 – пункты выполнения опытно-методических работ. Границы взлётно-посадочной полосы и перрона показаны бело-голубым пунктиром. Белой пунктирной линией нанесена ось взлётно-посадочной полосы. Фотоплан актуален на 11 января 2015 г. На врезке приведена роза ветров, построенная по метеоданным за четыре летних месяца 2014 г. (январь–декабрь). Материалы предоставлены метеорологом станции Мирный В.В. Шестериковым

**Fig. 1.** Location chart of the scientific works in the Mirny Station area

1 – GPR profiles of the 61st RAE; 2 – GPR profiles of the 60th RAE; 3 – glaciological markers; 4 – points of the penetrometric measurements; 5 – areas of the tests. Snow runway and the perron is depicted by blue-white dash lines. Axis of the runway is depicted by white dash line. Photomap relevant on January 11, 2015. Wind-rose based on the meteorological data collected in January–December of 2014 is shown on insert. The data provided by V.V. Shesterikov, the meteorologist of Mirny Station

Измерения вели приёмником GARMIN GPSmap 60; точность определения плановой привязки – около 3 м.

В соответствии с ежемесячными измерениями, выполненным с января 2015 г. по январь 2016 г., средняя скорость течения ледника в этом районе варьирует от 18 до 65 м/год (не опубликовано). По мнению авторов статьи, если среднегодовая скорость течения ледника существенно превышает погрешность прибора, то он может быть использован для получения надёжных результатов. Дополнительно с помощью пенетрометра Ленаэропроекта в 174 пунктах измерена твёрдость снега (см. рис. 1). Методика работы с прибором и его описание изложены в инструкции ВСН37-76 [15].

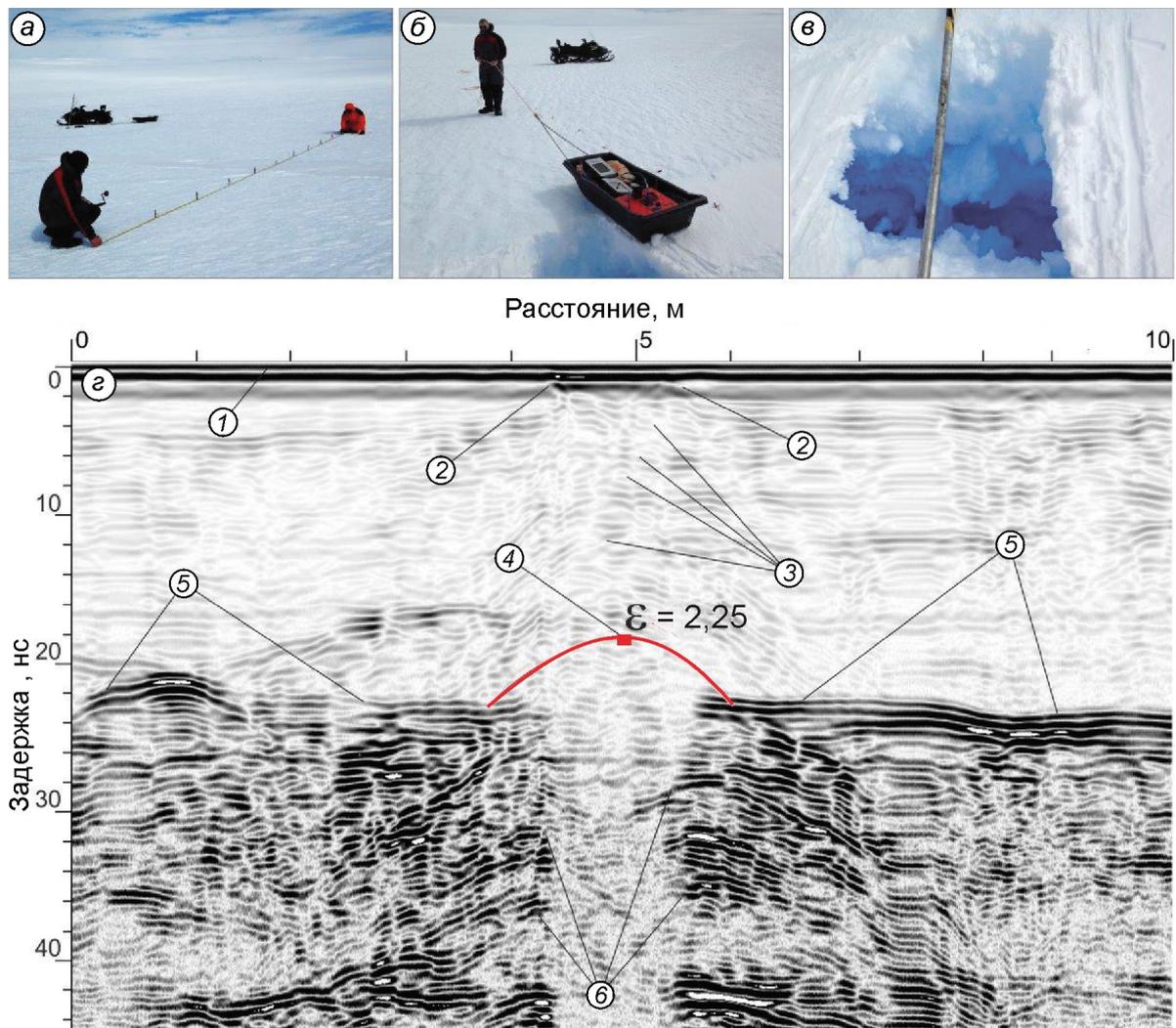
### Результаты опытно-методических работ

Как уже отмечалось, гляциогеофизические инженерные изыскания выполнялись для выбора места посадочной площадки на станции Мирный с последующим приёмом самолёта в конце летнего полевого сезона 61-й РАЭ (2015/16 г.). Основная задача георадарных работ – надёжное выявление приповерхностных трещин в теле ледника. Для этого в сезон 60-й и 61-й РАЭ были выполнены опытно-методические работы на трещинах с различными гляциоморфологическими характеристиками.

В сезон 60-й РАЭ, в пункте R1 (см. рис. 1) были проведены такие работы на одной из трещин. Лоцирование выполняли всеми имеющимися приборами с последующим сравнением полученных временных георадарных разрезов. Анализ полученных данных показал, что вся имеющаяся аппаратура пригодна для выявления трещин. Детальное описание исследований

и полученных результатов изложено в работе [4]. Аналогичные работы выполнены 14 января 2016 г. в пункте R2 (см. рис. 1) на трещине шириной около 1,5 м, сформированной в снежно-фирновой толще. Цель работ – выяснение характера отражений от этих объектов. Для этого через трещину был размечен маршрут протяжённостью 10 м с интервалом 1 м (рис. 2, а). Его центр совпадал с центром видимой части трещины. Вдоль маршрута выполнялось лоцирование одновременно на частотах 270 и 900 МГц (см. рис. 2, б). Затем трещина была вскрыта. Согласно визуальным наблюдениям, её приповерхностная часть была почти полностью забита снегом примерно на 2 м (см. рис. 2, в).

На временном георадарном разрезе (см. рис. 2, г) отчётливо наблюдается отражение 1, сформированное зондирующим импульсом и маркирующее начало регистрации данных. Границы трещины выделяются по нарушениям слоистости снежно-фирновой толщи 2. Дифрагированные волны от её стенок также практически не зарегистрированы. Это связано с тем, что диэлектрические проницаемости снега, фирна и воздуха близки по значениям [12]. В результате коэффициенты отражения Френеля также незначительны. Следствие всего этого – видимое отсутствие контрастных отражений и дифрагированных волн. Мозаичность волнового поля внутри трещины 3 показывает, что она частично забита снегом и кусками слежавшегося фирна (что и наблюдалось при вскрытии трещины). От одного из них зарегистрирована дифрагированная волна 4, по которой могут быть произведены расчёты кинематических характеристик среды. Годограф 4 (как реальный, так и теоретический) – несимметричен, что вызвано неравномерностью движения антенны по маршруту. Теоретический годограф



**Рис. 2.** Выполнение опытно-метеорологических работ на полигоне R2 (а-е) и временной георадарный разрез, полученный на частоте 900 МГц (z):

1 – нулевая отметка; 2 – отражение, соответствующее положению трещины; 3 – мозаичный характер отражений внутри трещины; 4 – отражение, сформированное от куска плотного снега или фирна; 5 – предположительная граница между снежно-фирновой толщей и ледниковым льдом; 6 – дифрагированные волны, сформированные предположительно от участков стенок трещины, расположенной в ледниковом льду. Теоретический годограф дифрагированной волны показан красным цветом. Положение полигона приведено на рис. 1. Фотографии выполнены С.В. Кашиным в январе 2016 г.

**Fig. 2.** Processing of the tests on R2 area (a–e) and GPR time-section, obtained with 900 MHz (z) GPR

1 – zero mark; 2 – reflection associated with crevasse; 3 – patchy reflections inside the crevasse; 4 – reflection, formed by a piece of dense snow or firn; 5 – suppositional boundary between snow–firn layer and meteoric ice; 6 – diffracted wave generated suppositional from the crevasse walls into meteoric ice. Theoretic hodograph of the diffracted wave is depicted by red. Position of the test area is shown in Fig. 1. Photos have been made by S.V. Kashin in January, 2016

лучше всего совпадает с зарегистрированным при диэлектрической проницаемости 2,25, т.е. скорость распространения электромагнитных волн составляет 20,0 см/нс.

Интенсивное отражение 5 предположительно маркирует границу между снежно-фирновой толщей и ледниковым льдом. На это указывает относительно высокая контрастность отраже-

ний. Временной разрез показывает, что трещина простирается вглубь, за границу записи. Отражения становятся более контрастными, при этом формируются многочисленные дифрагированные волны 6. К сожалению, они не поддаются обчёту. Вероятно, это обусловлено конфигурацией границ, морфометрические параметры которых не позволяют корректно применять

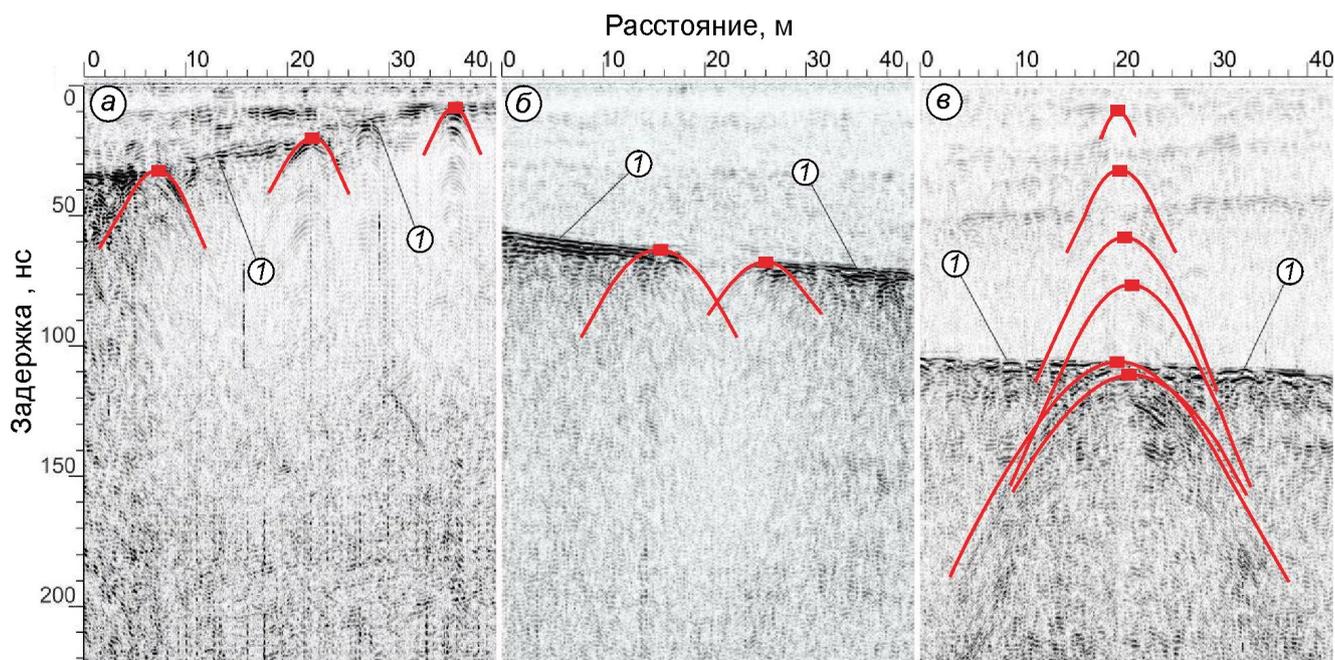
модель слоисто-наклонной среды [16]. Аналогичные работы выполнены 18 января 2016 г. в пункте R3 (см. рис. 1) на трещине шириной около 4,5 м, также сформированной в снежно-фирновой толще.

### Кинематическая модель среды

Неоднородности в теле ледника формируют дифрагированные волны. По их годографам можно построить вполне обоснованную кинематическую модель среды, а затем пересчитать временной георадарный разрез в глубинный [4, 11, 12, 16, 17]. Трещины, благодаря своей протяжённости и глубине, в основном представляют собой великолепные рефлекторы, поэтому они формируют многочисленные и достаточно интенсивные дифрагированные волны с центрами, расположенными на различных глубинах [4, 11, 18]. В свою очередь, это позволяет набрать необходимую статистику для улучшения точности кинематической модели. Отметим, однако, что в ряде случаев данное утверждение не совсем верно. В работе [4] показано, что трещины,

сформированные в снежно-фирновой толще, на временном георадарном разрезе маркируются значимым ослаблением сигнала и интенсивных отражений не создают. В рассматриваемом районе эти объекты образованы в ледниковом льду и, согласно наблюдениям авторов статьи, характеризуются достаточно ровными, почти вертикальными стенками. В результате они маркируются интенсивными дифрагированными волнами.

Для формирования кинематической модели среды были проведены расчёты по 175 годографам дифрагированных волн, точки дифракций которых располагались выше границы, отделяющей снежно-фирновую толщу от ледникового льда. Иногда в одном пункте удавалось выполнить несколько измерений на различных глубинах, тогда значения в пределах одного слоя осреднялись. Характерные дифрагированные волны, используемые для расчётов, приведены на рис. 3. Положение пунктов измерений показано на рис. 4. Расчёты для верхнего слоя выполнялись на основе предположения о его однородности и изотропности; для нижележащей области – в рамках модели слоисто-наклонной среды [16]. По результатам расчётов составлена

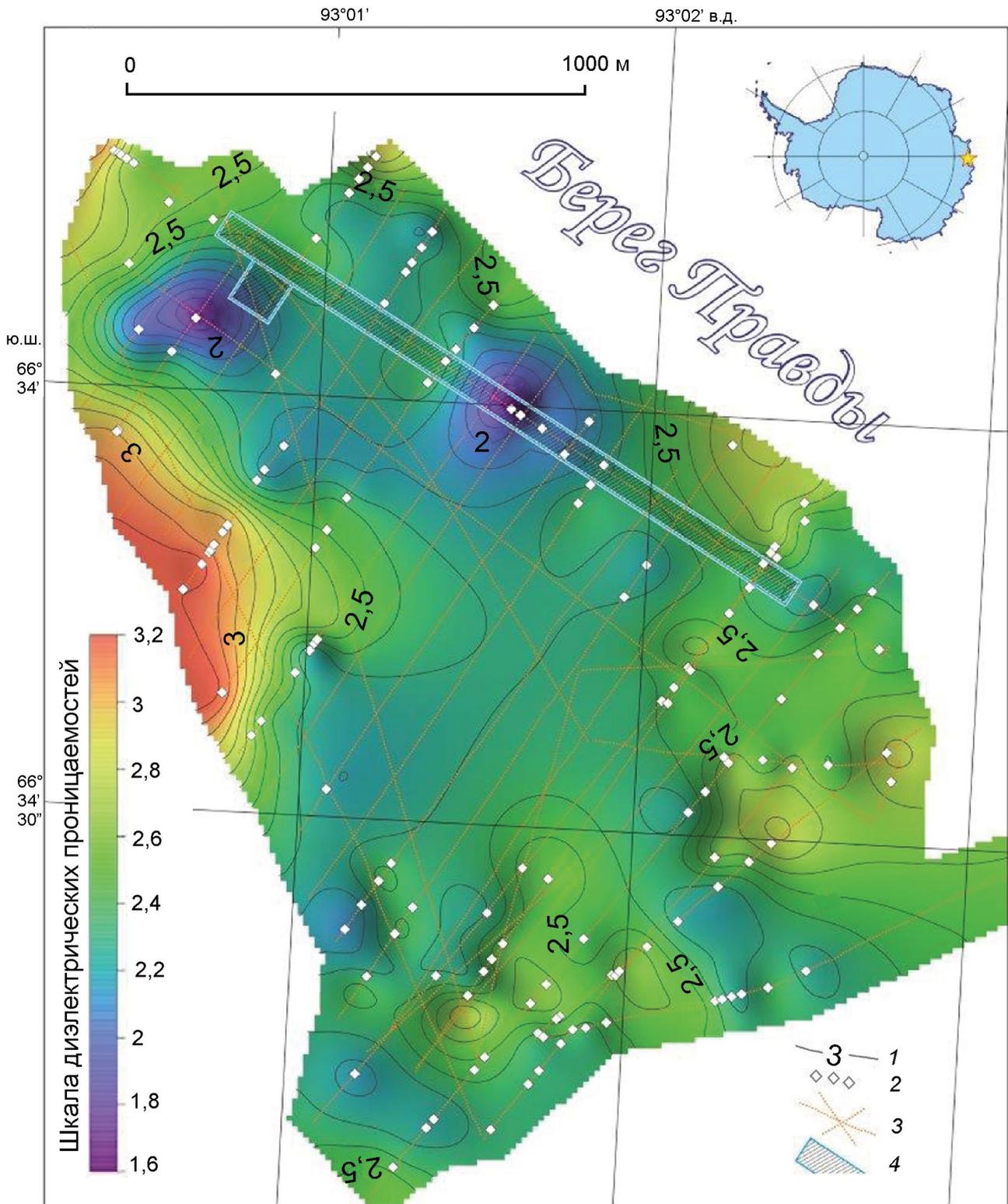


**Рис. 3.** Фрагменты временных георадарных разрезов (а–в) с дифрагированными волнами, принятыми к расчётам диэлектрической проницаемости.

Теоретические годографы показаны красными линиями, точки дифракции – красными прямоугольниками; см. текст

**Fig. 3.** Fragments of GPR time-sections (a–v) with diffracted waves used for counts of the permittivity.

Theoretic hodographs are depicted by red lines, points of the diffraction are shown by red rectangles; see text



**Рис. 4.** Схема значений диэлектрической проницаемости снежно-фирновой толщи:  
 1 – изолинии и их значения, сечение изолиний – 0,1; 2 – положение точек дифракции годографов, расположенных в снежно-фирновой толще и выбранных для обработки; 3 – георадарные маршруты; 4 – лётное поле

**Fig. 4.** Chart of the permittivity of the snow-firn layer:  
 1 – contours of the permittivity, contour interval is 0,1; 2 – points of the diffraction used for counting and located into the snow-firn layer; 3 – GPR profiles; 4 – airfield

схема диэлектрической проницаемости верхнего слоя, представленная на рис. 4.

В работе [8] показано, что погрешность определения диэлектрической проницаемости верхнего слоя составляет около 30%. Тем не менее, несмотря на столь значительную величину, приведённая схема (см. рис. 4) отражает закономерности строения снежно-фирновой толщи изучаемого района, которые вполне соответствуют общегляциологическим представлениям. Это означает, что на неё вполне можно опираться при описании строения приповерхностной части ледника. Как следует из полученных данных, диэлектрическая проницаемость варьирует от 1,5 до 3,1. Её наименьшие значения соответствуют слою с наименьшей плотностью снега [19]. Он наблюдается в центральной части района работ. По периферии расположены области с повышенными значениями диэлектрической проницаемости и, следовательно, с большими плотностями, близкими ко льду. Тем не менее, из-за высоких погрешностей будем считать верхний слой однородным и изотропным. В качестве эффективного значения диэлектрической проницаемости примем осреднённое значение для приведённой схемы (см. рис. 4) равное 2,43 (скорость распространения электромагнитных волн 19,3 см/нс), которое соответствует слою фирна [12].

Аналогичное значение, полученное сходным образом по результатам работ 60-й РАЭ, составило 2,13 [8]. Отличие связано с различной территорией исследования. Осреднение грида схемы, представленной на рис. 4 в границах съёмки 60-й РАЭ, даёт величину 2,31. Отметим, что пункты измерений не совпадают друг с другом ввиду различной сети маршрутов. Отличается и число измерений: по материалам исследований 60-й РАЭ обработано 56 годографов, а 61-й РАЭ — 70. Таким образом, приведённая схема более точная, чем дана в работе [8]. Кроме того, визуальное сравнение схем диэлектрической проницаемости показывает, что в основном гриды коррелируют друг с другом. Причём относится это не только к области формальной интерполяции данных, но, что особенно важно, и к районам концентрации пунктов измерений.

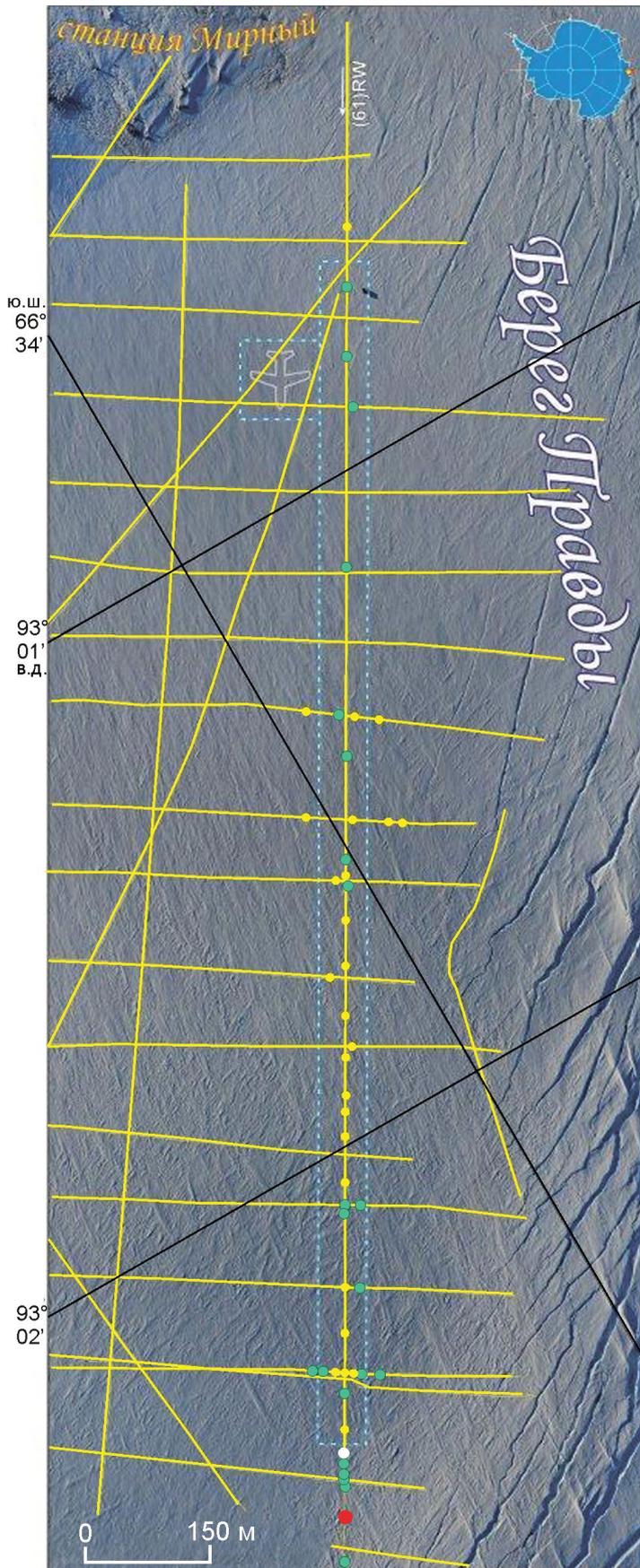
На временных георадарных разрезах имеется множество интенсивных дифрагированных

волн, точки дифракции которых расположены ниже снежно-фирнового слоя (см. рис. 3). В работе [8] приводятся результаты обчёта 77 таких годографов с помощью модели слоисто-наклонной среды [16]. По результатам статистической обработки, её средняя диэлектрическая проницаемость равна 3,0 (скорость распространения электромагнитных волн 17,3 см/нс), что весьма близко к классическому значению для льда [12]. Таким образом, отражения  $I$  (см. рис. 3) действительно маркируют границу раздела снежно-фирновой толщи и атмосферного льда.

### Строение ледника в пределах лётного поля

Наибольший интерес для исследований представлял тот участок ледника, где предполагалось разместить лётное поле для приёма самолёта. В его пределах выполнено 19 маршрутов (см. рис. 1 и 5). Учитывая относительно небольшие размеры лётного поля (взлётно-посадочная полоса — 1500 × 60 м и перрон — 100 × 100 м), полученных данных достаточно, чтобы охарактеризовать строение приповерхностной части этой территории в интересующем прикладном аспекте. Наибольший интерес вызывает фрагмент маршрута (61)RW в пределах лётного поля. Его положение показано на рис. 5. На рис. 6 приведены временные георадарные разрезы по указанному участку маршрута, полученные в процессе лоцирования на частотах 900 МГц (см. рис. 6, а) и 270 МГц (см. рис. 6, б).

На временных георадарных разрезах прямая волна (т.е. волна, распространяющаяся от передающей антенны к приёмной и маркирующей — в нашем случае положение дневной поверхности) отсутствует. Это вызвано тем, что для получаемых данных характерны высокоинтенсивные коррелированные помехи, особенно при лоцировании на частоте 270 МГц. С целью их подавления выполнена фильтрация скользящим окном размером 200 трасс, позволившая повысить контрастность выявления целевых границ. Однако прямая волна при этом была практически полностью подавлена. Поскольку на исходных временных разрезах она присутствовала, для последующей обработки в качестве маркера начала регистрации отражённого сигнала она не была потеряна.



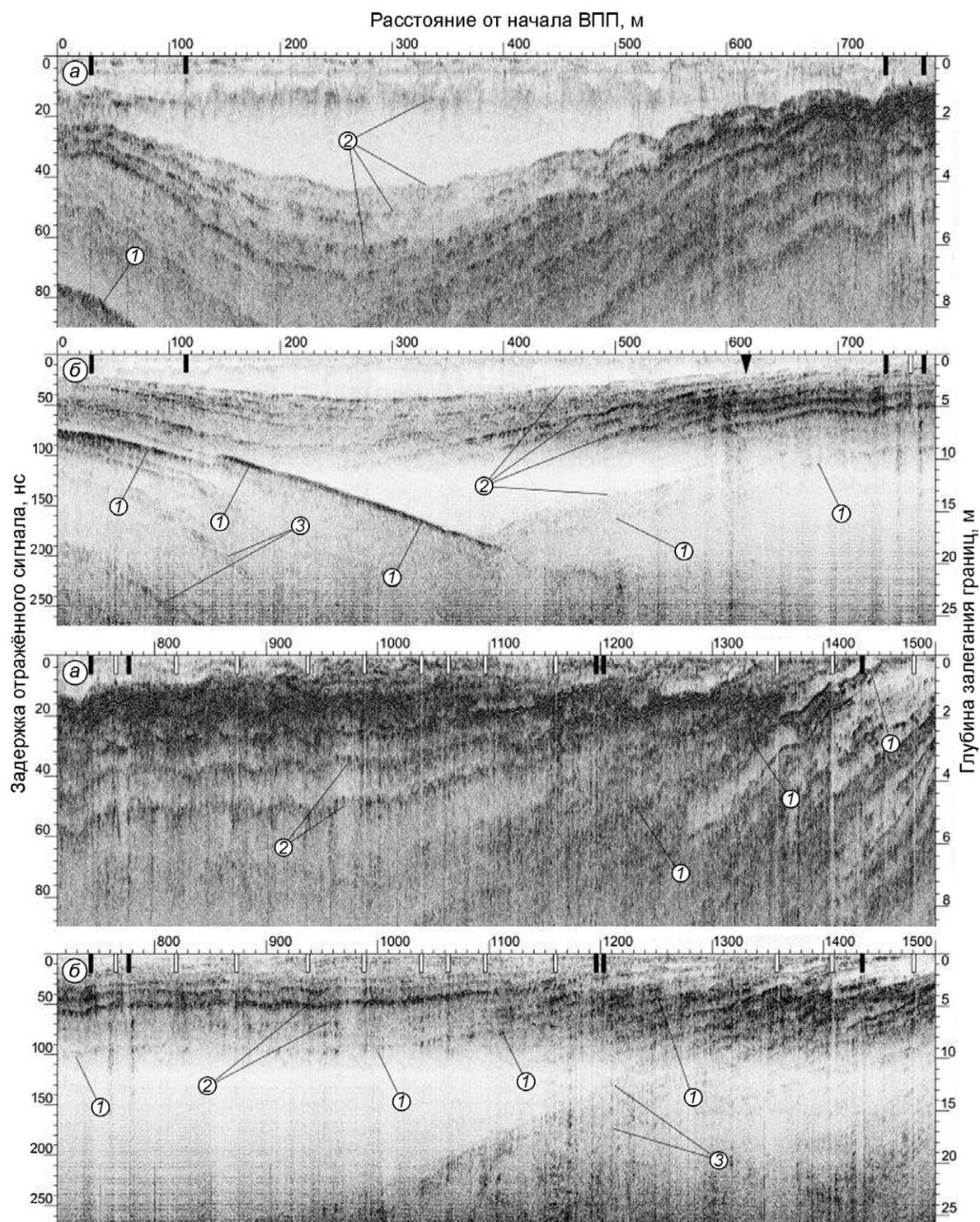
**Рис. 5.** Положение трещин на территории лётного поля станции Мирный.

Георадарные маршруты показаны жёлтыми линиями; сине-белый пунктир – границы лётного поля; точки – фрагменты трещин шириной до 30 см: компрессионные, открытые и забитые снегом (зелёного); ширина трещин от 30 до 150 см с толщиной мостов: до 1 м (красного), более 1 м (жёлтого); шириной более 150 см с толщиной мостов менее своей ширины (белого цвета). Фотоплан актуален на 11 января 2015 г.

**Fig. 5.** Crevasses in the airfield of Mirny Station vicinity:

GPR profiles are depicted by yellow lines; blue-white dotted lines show the boundary of the airfield; points are shown fragments of crevasses width up to 30 cm: closed, open, and partly filled with snow (green); width from 30 cm to 150 cm: with bridges up to 1 m thick (red), with bridges thicker than 1 m (yellow); width more than 150 cm with the thickness of the bridge less than its wide (white). Photomap relevant on January 11, 2015

Как следует из георадарных данных, в рассматриваемом районе ледника граница между снежно-фирновой толщей и ледниковым льдом *1* (см. рис. 6) залегает достаточно глубоко. Она прослеживается лишь на временных разрезах, полученных при лоцировании на частоте 270 МГц, которая обеспечивает значительную глубину. При зондировании на частоте 900 МГц эта граница наблюдается лишь фрагментарно. К сожалению, большая глубина её залегания не позволяет на данном этапе исследований подтвердить правильность интерпретации временных георадарных разрезов. Отражения *2* (см. рис. 6) связаны со слоистым строением снежно-фирновой толщи, визуально наблюдаемой и инструментально измеряемой по изменению плотности в многочисленных кернах, отобранных здесь в сезон 60-й РАЭ [8], включая скважину № 1, расположенную в начале лётного поля. Отражения *3* обусловлены слоистостью ледникового льда. Интерпретация полученных данных, выполненная в рамках настоящей работы, позволяет выявить и локализовать положение внутриледниковых трещин в пределах лётного поля и в непосредственной близости от него. Они показаны на схеме (см. рис. 5) и на временных георадарных разрезах (см. рис. 6).



**Рис. 6.** Временной георадарный разрез по маршруту, расположенному вдоль взлётно-посадочной полосы, при лоцировании на частотах 900 (а) и 270 МГц (б):

1 – граница между снежно-фирновой толщей и ледниковым льдом; 2 – отражения от слоёв, сформированных в снежно-фирновой толще; 3 – отражения от слоёв ледникового льда; типы трещин: открытая шириной до 30 см (чёрный треугольник); заполненная снегом шириной до 30 см (чёрный прямоугольник); шириной от 30 до 150 см с мостом толщиной более 1 м (белый прямоугольник)

**Fig. 6.** GPR time-section along snow-runway with the frequency sounding of 900 MHz (a) and 270 MHz (b):

1 – boundary between snow-firn layer and meteoric ice; 2 – internal reflections into the snow-firn layer; 3 – internal reflections into meteoric ice; types of crevasses: open with width up to 30 cm (black triangle); partly filled with snow with width less than 30 cm (black rectangle); width from 30 cm to 150 cm with a bridge thicker than 1 m (white rectangle)



**Рис. 7.** Приземление самолёта BT-67 Lidia на взлётно-посадочной полосе станции Мирный. Фотография С.В. Попова, февраль 2016 г.

**Fig. 7.** Landing of BT-67 Lidia on the snow-runway of Mirny Station. Photo by S.V. Popov, February, 2016

Вернёмся к временному георадарному разрезу, полученному в ходе лоцирования вдоль длинной оси взлётно-посадочной полосы (см. рис. 6). Как следует из представленных материалов, в пределах первых 700 м маршрута наблюдаются лишь отдельные трещины шириной до 30 см, перекрытые достаточно мощными снежными мостами, которые визуальнo могут не проследиваться на поверхности ледника. Далее отметки 700 м и до конца взлётно-посадочной полосы в теле ледника появляется значительное число трещин, что указывает на смену динамического режима этой части ледника, которая, к сожалению, пока нами не изучена. На данной территории развиты преимущественно трещины шириной до 150 см, перекрытые мостами сильно фирнизированного снега мощностью более 1 м. Все они, как показывает опыт, опасности не представляют, поскольку могут быть легко заделаны.

### Заключение

Главный результат работ летнего полевого сезона 61-й РАЭ – создание на станции Мирный посадочной площадки под самолёты на лыжном шасси. Это позволило 10 февраля 2016 г. принять на неё среднемагистральный самолёт DC-3T (BT-67) «Турбобаслер» Компании «ALCI» (г. Кейптаун, ЮАР), пилотируемый канадским экипажем авиакомпании «Kenn Borek

Air Ltd» (рис. 7). Таким образом, авиационное сообщение со станцией Мирный, прерванное два десятилетия назад, было восстановлено. Это позволит в полевой сезон 62-й РАЭ (2016/17 г.) начать комплексные аэрогеофизические работы с данного аэродрома и продолжить исследования выявленных в ходе санно-гусеничных походов таких интересных объектов, как горы Голицына и подледниковое озеро Пионерское.

Выполненные исследования, результаты которых изложены в настоящей работе, – только завершение первого этапа. За ним должен последовать другой, не менее важный этап, когда необходимо будет решить важнейшие технические вопросы, связанные с подготовкой лётного поля. Кроме того, следует провести работы, связанные с изучением динамики ледника в районе посадочной площадки. Результатом этого этапа станет создание схемы, отражающей вероятность возникновения трещин. Необходимо также выполнить физическое моделирование для разработки обоснованной классификации трещин по их потенциальной опасности.

**Благодарности.** Авторы признательны экипажу борта RA-31021 вертолёта КА-32 под командованием В.В. Щербинина (ЗАО «Авиалифт Владивосток») за качественное выполнение маршрутов аэрофотосъёмки 60-й РАЭ; привлечённым сотрудникам РАЭ: С.В. Вольфу, Е.Г. Грузинову, С.В. Кашину, А.И. Куцурубe, Е.В. Медведеву,

Ю.И. Нездерову, А.Л. Новикову, Д.П. Овечкину и С.С. Пряжину за помощь в выполнении работ; начальнику станции Мирный В.М. Виноградову за помощь в организации полевых работ.

**Acknowledgments.** The authors are grateful to the crew of the helicopter KA-32 (tail number RA-31021) under the command of V.V. Shcherbinin

(JSC «Vladivostok Avialift») for the qualitative performance of aerial routes of the 60th RAE; to the RAE participants: S.V. Volf, E.G. Gruzinov, S.V. Kashin, A.I. Kutsuruba, E.V. Medvedev, Yu.I. Nezderov, A.L. Novikov, D.P. Ovechkin and S.S. Pryakhina for their assistance in our work; and to V.M. Vinogradov, the chief of Mirny Station, for his help in the organization of field work.

## Литература

1. Поляков С.П., Мартыанов В.Л., Лукин В.В. Снежно-ледовые взлетно-посадочные полосы Российской антарктической экспедиции – особенности подготовки и перспективы развития // Российские полярные исследования. 2015. № 2 (20). С. 31–35.
2. Саватюгин Л.М. Российские исследования в Антарктике. Т. III. 31 САЭ – 40 РАЭ. СПб.: Гидрометеоиздат, 2001. 344 с.
3. Rignot E., Thomas R.H. Mass balance of polar ice sheets // Science. 2002. № 297 (5586). P. 1502–1506.
4. 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.
5. Daniels D. Ground Penetrating Radar. 2nd edition. IEE Radar, Sonar and Navigation series 15. New York: The Institution of Electrical Engineering, 2004. 761 p.
6. 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 // Intern. Archive Photogrammetry. Remote Sensing Spat. Inf. Sci. Beijing. 2008. V. XXXVII. № B8. P. 837–841.
7. Jol H.M. Ground penetrating radar: Theory and applications. Elsevier, 2009. 543 p.
8. Попов С.В., Поляков С.П., Пряжин С.С., Мартыанов В.Л., Лукин В.В. Строение верхней части ледника в районе планируемой взлётно-посадочной полосы станции Мирный, Восточная Антарктида, по материалам работ 2014/15 г. // Криосфера Земли. 2016 Принята к печати.
9. Пряжин С.С., Попов С.В., Сандалюк Н.В., Мартыанов В.Л., Поляков С.П. Аэрофотосъёмка районов российских антарктических станций Мирный и Прогресс в сезон 2014/15 г. // Лёд и Снег. 2015. Т. 55. № 4. С. 107–113.
10. Богородский В.В., Бентли Ч.Р., Гудмандсен П. Радиогляциология. Л.: Гидрометеоиздат, 1983. 308 с.

## References

1. Polyakov S.P., Mart'yanov V.L., Lukin V.V. Snow-ice runways of the Russian Antarctic Expedition – features of preparation and development prospects. Rossiyskie polyarnye issledovaniya. 2015, 2 (20): 31–35. [In Russian].
2. Savatyugin L.M. Rossiyskie issledovaniya v Antarktike. Tom III. 31 SAE – 40 RAE. Russian investigations in Antarctic. V. III. 31 SAE – 40 RAE. St.-Petersburg: Hydrometeoizdat, 2001: 344 p. [In Russian].
3. Rignot E., Thomas R.H. Mass balance of polar ice sheets. Science. 2002, 297 (5586): 1502–1506.
4. 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 2014/15. *Kriosfera Zemli*. Earth Cryosphere. 2016, XX (1): 90–98. [In Russian].
5. Daniels D. Ground Penetrating Radar, 2nd edition, IEE Radar, Sonar and Navigation series 15. New York, the Institution of Electrical Engineering 2004: 761 p.
6. 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. Intern. Archive Photogrammetry. Remote Sens. Spat. Inf. Sci. Beijing, 2008, XXXVII (B8): 837–841.
7. Jol H.M. Ground penetrating radar: Theory and applications. Elsevier, 2009: 543 p.
8. Popov S.V., Polyakov S.P., Pryakhin S.S., Mart'yanov V.L., Lukin V.V. Structure of the upper part of glacier in the region of the planned runway near the Mirny Station, East Antarctica, according to materials of 2014/15. *Kriosfera Zemli*. Earth Cryosphere. 2016. In press. [In Russian].
9. Pryakhin S.S., Popov S.V., Sandalyuk N.V., Mart'yanov V.L., Polyakov S.P. *Aerofotos'emka rayonov rossiyskikh antarkticheskikh stantsiy Mirnyy i Progress v sezon 2014/15 g.* Aerial photography of Russian Antarctic stations Mirny and Progress in summer of 2014/15. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2015, 55 (4): 107–113. doi:10.15356/2076-6734-2015-4-107-113. [In Russian].
10. Bogorodskiy V.V., Bently Ch.R., Gudmandsen P. *Radioglyatsiologiya*. Radioglaciology. Leningrad: Hidrometeoizdat, 1983: 308 p. [In Russian].

11. Глазовский А.Ф., Мачерет Ю.Я. Вода в ледниках. Методы и результаты геофизических и дистанционных исследований. М.: ГЕОС, 2014. 527 с.
12. Мачерет Ю.Я. Радиозондирование ледников. М.: Научный мир, 2006. 392 с.
13. Galley R.J., Trachtenberg M., Langlois A., Barber D.G., Shafai L. Observations of geophysical and dielectric properties and ground penetrating radar signatures for discrimination of snow, sea ice and freshwater ice thickness // *Cold Regions Science and Technology*. 2009. V. 57. № 1. P. 29–38.
14. Plewes L.A., Hubbard B. A review of the use of radioecho sounding in glaciology // *Prog. Phys. Geogr.* 2001. V. 25. № 2. P. 203–236.
15. Инструкция по проектированию, строительству и оценке эксплуатационной пригодности снежных и снежноледовых аэродромов Антарктиды ВСН37-76. Л.: изд. Министерства гражданской авиации СССР, 1976. 67 с.
16. Попов С.В. Определение диэлектрической проницаемости среды по годографам дифрагированных волн в рамках модели слоисто-наклонной среды // *Криосфера Земли*, 2016. Принята к печати.
17. Владов М.Л., Старовойтов А.В. Введение в георадиолокацию. М.: Изд-во МГУ, 2004. 153 с.
18. Попов С.В., Эберляйн Л.О Опыт применения георадара для изучения строения снежно-фирновой толщи и грунта Восточной Антарктиды // *Лёд и Снег*. 2014. № 4 (128). С. 95–106. doi:10.15356/2076-6734-2014-4-95-106.
19. Robin G. de Q. Ice Movement and Temperature Distribution in Glaciers and Ice Sheets // *Journ. of Glaciology*. 1955. V. 2. № 18. P. 523–532.
11. Glazovsky A.F., Macheret Yu.Ya. *Voda v lednikah. Metody i rezul'taty geofizicheskikh i distantsionnykh issledovaniy*. Water in glaciers. Methods and results of geophysical and remote sensing studies. Moscow: GEOS, 2014, 527 p. [In Russian].
12. Macheret Yu.Ya. *Radiozondirovanie lednikov*. Radioecho sounding of glaciers. Moscow: Scientific World, 2006: 392 p. [In Russian].
13. Galley R.J., Trachtenberg M., Langlois A., Barber D.G., Shafai L. Observations of geophysical and dielectric properties and ground penetrating radar signatures for discrimination of snow, sea ice and freshwater ice thickness. *Cold Region Science Technology*. 2009, 57 (1): 29–38.
14. Plewes L.A., Hubbard B. A review of the use of radioecho sounding in glaciology. *Prog. Phys. Geogr.* 2001, 25 (2): 203–236.
15. *Instruktsiya po proektirovaniyu, stroitel'stvu i otsenke ekspluatatsionnoy prigodnosti snezhnykh i snezhnoledovykh aerodromov Antarktity VSN37-76*. Manual for design, construction and serviceability assessment of snow and snow-ice Antarctic airfields. Leningrad: Ministry of Civil Aviation of the USSR, 1976: 67 p. [In Russian].
16. Попов С.В. Determination of dielectric permeability of the medium according to hodographs of diaphragm waves in the frame of model of foliated and inclined medium. *Kriosfera Zemli*. Earth Cryosphere. 2016. In press. [In Russian].
17. Vladov M.L., Starovoytov A.V. *Vvedenie v georadiolokatsiyu*. Introduction to GPR. Moscow State University, 2004: 153 p. [In Russian].
18. 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. doi:10.15356/2076-6734-2014-4-95-106. [In Russian].
19. Robin G. de Q. Ice Movement and Temperature Distribution in Glaciers and Ice Sheets. *Journ. of Glaciology*. 1955, 2 (18): 523–532.

# Путешествия, открытия

УДК 531.32(091)

doi:10.15356/2076-6734-2016-3-427-432

## Кто «открыл» озеро Восток?

© 2016 г. В.М. Котляков\*, В.А. Кренёв

Институт географии РАН, Москва  
\*vladkot6@gmail.com

## Who discovered the Lake Vostok?

V.M. Kotlyakov\*, V.A. Krenev

Institute of Geography, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia  
\*vladkot6@gmail.com

Received February 22, 2016

Accepted April 20, 2016

**Keywords:** *Central Antarctica, subglacial lake, Vostok station.*

### Summary

A history of the subglacial lake Vostok that had been revealed near this Soviet Antarctic Station is briefly described in the paper. Three participants of the Soviet Antarctic Expeditions played a significant part in the history of the Lake discovery, and they were a navigator of polar aviation R.V. Robinson, a physicist I.A. Zotikov, and a geographer A.P. Kapitsa. R.V. Robinson was the first man who had indicated to evidence of a subglacial lake in contours of the glacier surface; I.A. Zotikov had substantiated a hypothesis of a subglacial melting in central regions of the Antarctic continent and possible presence of water bodies in depressions of the glacier bed; A.P. Kapitsa had obtained by means of seismic sounding the original reflections which were later interpreted as reflections from subglacial water layer. And lastly, in some time later, the Britain glaciologist G. Robin had performed the thorough radio sounding in the vicinity of the Vostok station and finally proved existence of a large subglacial water body in this region. Further on, the lake was investigated by many participants of the Russian Antarctic Expeditions, as well as by scientists from the Britain Scott Institute and members of the American Antarctic Expeditions. Now this is the largest and the mostly studied subglacial lake in the Antarctica among almost 400 similar lakes revealed under the ice sheet.

*Поступила 22 февраля 2016 г.**Принята к печати 20 апреля 2016 г.***Ключевые слова:** *подледниковое озеро, станция Восток, Центральная Антарктида.*

Изложена история открытия подледникового озера Восток, обнаруженного в районе одноимённой советской антарктической станции. В истории открытия озера главное значение имеют три имени участников советских антарктических экспедиций: штурмана полярной авиации Р.В. Робинсона, физика И.А. Зотикова и географа А.П. Капицы. Дальнейшие исследования озера выполнены многими участниками Российских антарктических экспедиций, учёными Британского полярного института имени Р. Скотта и членами американских антарктических экспедиций. Сейчас это самое крупное и наиболее изученное подледниковое озеро в Антарктиде из почти 400 таких же озёр, обнаруженных под ледниковым щитом.

### Введение

Последний, четвёртый номер журнала «Лёд и Снег» за 2012 г. был полностью посвящён результатам исследований в Центральной Антарктиде и в особенности изучению подледникового озера Восток в связи с первым проникновением бурового снаряда в озеро 5 февраля 2012 г. Во вводной статье В.М. Котлякова к этому номеру журнала [1] изложена история глубокого ледникового бурения на станции, но весьма скупо рассказано об этапах открытия са-

мого озера. Между тем, это — целая история, о которой довольно подробно пишет в своей последней книге И.А. Зотиков [2]. Изложена она и в недавно вышедшей книге В.В. Шалагинова [3].

Прежде всего, следует сказать о своеобразном «везении» советской делегации на одном из первых заседаний Комитета по подготовке к проведению Международного геофизического года (МГГ) в 1957–1958 гг. Это заседание проходило в Париже в июле 1955 г., и, как это часто бывало в те годы, советская делегация опаздывала на заседание, так как не получила вовремя-



Антарктида, 1957 год. Гляциологи обсуждают с лётчиками маршруты будущих полётов в Антарктиде. Четвёртый справа – руководитель гляциологического отряда Второй Континентальной антарктической экспедиции Пётр Александрович Шумский, второй справа – начальник ещё не состоявшейся внутриконтинентальной станции Советская Сергей Николаевич Карташев

In 1957, Antarctica. Glaciologists discuss with pilots routes of flights over the Antarctic Continent. The fourth from the right is Petr Alexandrovich Shumsky, who was a head of Glaciological team of the Second Continental Antarctic Expedition. The second from the right is Sergey Nikolaevich Kartashev, the head of future intercontinental station Sovetskaya

мя въездной французской визы. На заседании в Париже утверждали места будущих национальных станций на Антарктическом континенте, и большинство стран-участниц предпочитали построить станции на берегу материка. Лишь две страны – США и СССР – планировали работы в глубине материка и думали о создании станции на Южном полюсе. Так вот когда советская делегация, наконец, прибыла в Париж, станцию на Южном полюсе, названную Амундсен – Скотт, уже определили Соединённым Штатам Америке, и тогда Советский Союз предложил основать две станции – одну в глубине материка, в районе Южного геомагнитного полюса, а другую в том же секторе Антарктиды на берегу моря. Обе станции были названы по имени шлюпов Первой российской антарктической экспедиции Ф.Ф. Беллинсгаузена и М.П. Лазарева.

Тогда же Советский Союз взял на себя обязательство создать станцию в районе Полюса

относительной недоступности, т.е. в точке Восточной Антарктиды, самой удалённой от морского побережья материка. Эта станция, названная Советской, вскоре была основана и послужила опорой для нескольких санно-тракторных походов, принёсших первые сведения о подлёдном рельефе и природе Центральных частей Восточной Антарктиды [4].

Согласно существовавшим тогда планам, станцию Восток должны были основать в 1957 г., во время 2-й Советской антарктической экспедиции, но сделать это не удалось и в антарктическую зиму 1957 г. функционировала станция Восток-1, где одному из авторов этой статьи (В.М. Котлякову) посчастливилось около двух недель жить и изучать толщу мощного рыхлого снежного покрова под руководством известного гляциолога тех лет П.А. Шумского. Однако в конце того же года был предпринят новый внутриконтинентальный поход, в резуль-

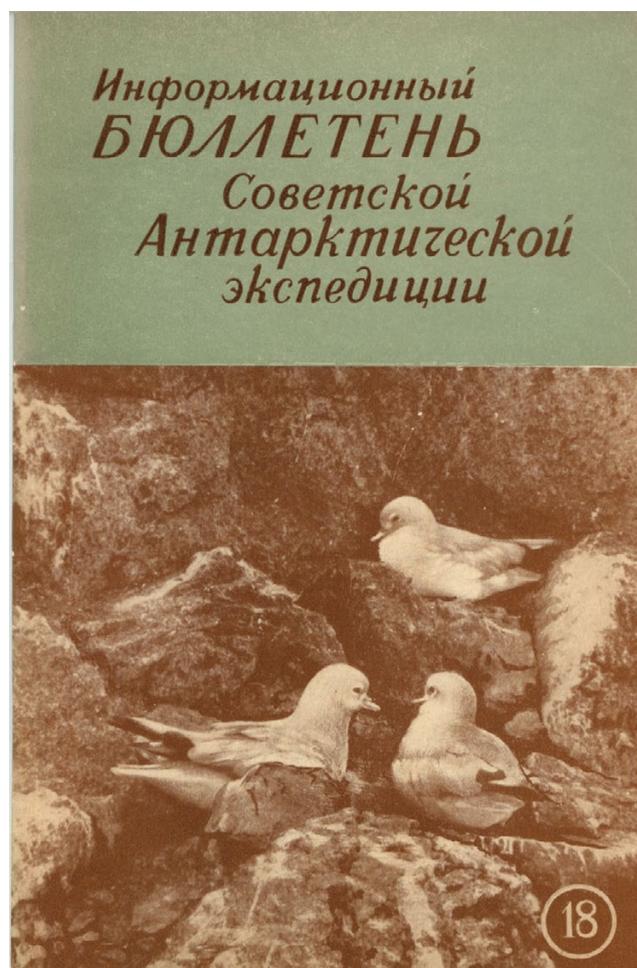
тате которого станция Восток была основана и уже в январе 1958 г. начала свою работу, которая продолжается до сих пор.

Возможность работы советских исследователей именно в районе Южного геомагнитного полюса на станции Восток была настоящей удачей — эта точка оказалась полюсом холода Земли (уже в 1984 г. здесь была измерена температура  $-89,2$  °С, «не перекрытая» до сих пор), а в последующие годы выяснилось, что станция находится прямо над крупнейшим подледниковым озером Антарктиды [5].

### Открытие озера

В 1958 г. по возвращению из Антарктиды В.М. Котляков познакомился с И.А. Зотиковым — тогда он занимался теплофизическими расчётами спускающихся к поверхности Земли космических аппаратов. Зотиков страстно рвался в Антарктиду и с этой целью пришёл в отдел гляциологии Института географии АН СССР. Уже в конце 1958 г. он отправился в Антарктиду, проработал там более 400 дней и познакомился с флаг-штурманом авиаотряда 4-й Советской антарктической экспедиции Радием Владимировичем Робинсоном, выпускником кафедры полярных стран географического факультета МГУ. Радий вынашивал научные планы — он собирался написать кандидатскую диссертацию, но судьба распорядилась иначе — в начале 1960-х годов Р.В. Робинсон погиб — из-за отказа мотора самолёт упал в Охотском море.

В Антарктической экспедиции Робинсон в качестве штурмана регулярно выполнял полёты на самолётах ЛИ-2 и ИЛ-12 между советскими станциями Мирный и Восток. Именно в этих полётах он наблюдал загадочные явления, о которых затем опубликовал заметку в Бюллетене Советской Антарктической экспедиции. Приведём его наблюдения дословно. «К естественным ориентирам, встречающимся в глубине континента, кроме отдельных гор и горных хребтов, относятся обнаруживаемые при полётах над плато овалы впадины с пологими «берегами». Глубина их обычно не превышает 20–30 м, а протяженность 10–12 км. Эти своеобразные понижения летчики иногда на-



Обложка Информационного бюллетеня Советской Антарктической экспедиции, № 18, в котором была напечатана знаменитая заметка Р.В. Робинсона The cover of Informational Bulletin of the Soviet Antarctic Expedition, number 18. Well-known note of Mr. R.V. Robinson was published in this issue

зывают «озерами». С самолета видно, что такие «озера» заметно выделяются в виде пятен на белом фоне плато, особенно, когда курсовые углы солнца близки к  $180^\circ$ » [6, с. 29].

Таким образом, Р.В. Робинсон при полётах в районе станции Восток обратил внимание на участки, резко отличавшиеся от остальной поверхности, когда самолёт пролетал в стороне от них и угол зрения наблюдателя по отношению к поверхности шита был очень мал. Теперь понятно, что штурман видел именно то место, где впоследствии было обнаружено огромное подледниковое озеро.

В разговоре с И.А. Зотиковым, в тот день летевшим вместе с ним, Робинсон спросил его:



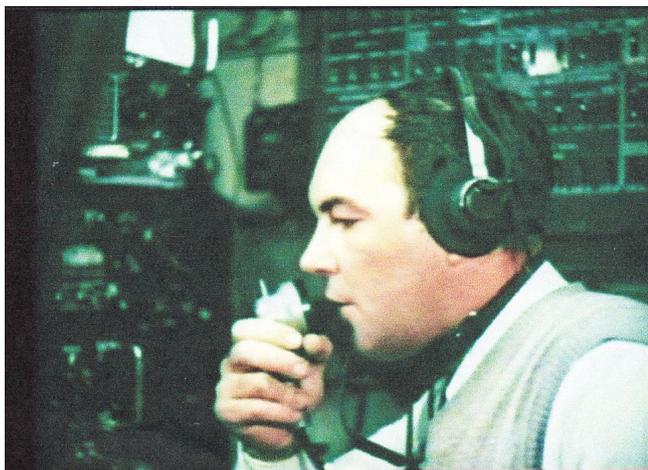
Самолёт ИЛ-14 на станции Восток. На таких самолётах летал штурманом Р.В. Робинсон  
Aircraft IL-14 at the station Vostok. Mr. R.V. Robinson flew aboard such planes as a navigator

«Вы видите эти желтоватые, или просто отличимые впадины на снегу под углом к горизонту? Я думаю, – продолжал он – что в этом месте должен быть водоём, я по этим пятнам всегда уточняю маршрут». Таким образом, именно В.Р. Робинсон первым высказал умозрительную догадку, что в глубине материка подо льдом могут находиться настоящие озёра. И.А. Зотиков провёл с Р.В. Робинсоном целый год в Антарктиде, и всё это время он размышлял о подледниковых озёрах, а вернувшись в Москву, уже в начале 1960-х годов опубликовал статьи с изложением своей гипотезы [7, 8]. Он утверждал, что существует критическая толщина ледника, при превышении которой на ледниковом ложе начинается таяние льда. Расчёты Зотикова показали, что на траверзе от Мирного уже в 350 км от берега реальная толщина льда начинает превышать её критическое значение, поэтому почти во всей Центральной Антарктиде, несмотря на очень низкие средние годовые температуры, у ложа идёт непрерывное таяние и под мощным ледниковым покровом могут быть впадины, заполненные жидкой водой.

### Первые доказательства существования озера

В эти же годы к исследованиям ледниковой толщи в центре Антарктического материка подключился А.П. Капица. В 1959 и 1964 гг. при сейсмомониторинге в Центральной Антарктиде он получил сейсмограммы в районе станции Восток с двумя отражениями на глубинах 3730 и 4130 м [9]. Тогда верхнее отражение приняли за отражение от подошвы ледника, а нижнее приписали границе ледниковых отложений и коренных пород. Лишь спустя 20 с лишним лет эти отражения были интерпретированы как отражения от толщи воды, находящейся подо льдом.

В те далёкие годы среди зарубежных учёных лишь Гордон Робин из Британского полярного института имени Р. Скотта в Кембридже поддержал идею И.А. Зотикова, причём не только поддержал, но и организовал дистанционное радиозондирование в рамках Международного антарктического гляциологического проекта (МАГП), в котором участвовали СССР, США, Франция, Великобритания, Австралия и



Гляциолог А.П. Капица в качестве штурмана в кабине самолета, летящего над Антарктидой  
Glaciologist Andrey Kapitsa as a navigator in the cockpit of an aircraft above the Antarctic Continent

Япония. Плотность полётных галсов в антарктические летние сезоны 1971/72 и 1974/75 гг. с зарегистрированными «специфическими отражениями» от дна ледника в районе станции Восток была столь велика, что Г. Робин с коллегами [10] предположил существование в центральной части Восточной Антарктиды большого подледникового озера с центром примерно в 150 км к северо-западу от станции Восток. Именно тогда в научный обиход вошёл термин «подледниковое озеро».

А спустя почти 20 лет, в 1993 г., подледниковое озеро получило своё название. Правда, И.А. Зотиков хотел сначала назвать озеро именем первооткрывателя Робинсона (ведь его предвидение оказалось реальностью), но затем согласился с доводами Г. Робина, подчеркнувшего, что учёные многих стран работали для подтверждения этой идеи, и озеро было названо по имени российской антарктической станции – озеро Восток.

1990-е годы были пиком признания озера Восток. В мае 1995 г. в Кембридже состоялся специальный семинар с участием специалистов из России, Великобритании, Франции, США, Германии, Италии и Японии, на котором ставилась задача сохранения чистоты озера на заключительных этапах бурения, которое уже много лет вели российские учёные. Через год, на 23-м заседании Международного комитета по антарктическим исследовани-

ям (СКАР), проходившем в Риме, с докладом о подледниковом озере Восток и его характеристиках выступил А.П. Капица, что произвело большое впечатление на всё антарктическое научное сообщество. Тогда же, в 1996 г. была опубликована первая статья в научной печати с характеристикой подледникового озера [11]. На заседании была принята специальная резолюция, рекомендующая приостановить бурение, пока не будет найдено инженерное решение проникновения в озеро через самые нижние слои льда без загрязнения озёрной воды. Действительно, бурение глубокой скважины было приостановлено на несколько лет.

Прошли годы, бурение глубокой скважины возобновилось, и 5 февраля 2012 г. состоялось первое проникновение в озеро, что было безусловным успехом российской науки и новых технологий бурения льда, разработанных в Горном институте (сейчас Национальный минерально-сырьевой университет «Горный») в Санкт-Петербурге [12].

### Заключение

Открытие озера Восток тесно связано с именами трёх участников советских антарктических экспедиций: Р.В. Робинсона, И.А. Зотикова и А.П. Капицы. Авиационный штурман Робинсон первым увидел признаки подледникового озера в очертаниях поверхности ледника; И.А. Зотиков обосновал гипотезу подледного таяния в Центральных областях Антарктиды и возможного наличия водоёмов в углублениях ложа; А.П. Капица с помощью сейсмозондирования получил своеобразные отражения от нижних слоёв толщи, которые позже были интерпретированы как отражения от подледного слоя воды. И, наконец, позже британский гляциолог Г. Робин выполнил обширное радиозондирование в районе станции Восток и окончательно доказал существование огромного подледникового водоёма в районе станции Восток. Таким образом, озеро Восток оказалось первым известным подледниковым озером и самым большим в Антарктиде. В настоящее время на шестом материке открыто уже почти 400 подледниковых озёр, известны они и в Гренландии.

## Литература

1. Котляков В.М. К истории международного проекта бурения глубокой ледниковой скважины на станции Восток // Лёд и Снег. 2012. № 4 (120). С. 5–8.
2. Зотиков И.А. Антарктида. Дорога к озеру Восток. М.: Голос-Пресс, 2008. 388 с.
3. Шалагинов В.В. Полярники России. М.: Голос-Пресс, 2015. 344 с.
4. Gan I., Drewry D., Allison I., Kotlyakov V.M. Science and exploration in the high interior of East Antarctica in the twentieth century // Advances in Polar Science. 2016. [In press].
5. Котляков В.М. Избранные сочинения. Кн. 1. Гляциология Антарктиды. М.: Наука, 2000. С. 382–387.
7. Зотиков И.А. Тепловой режим ледника Центральной Антарктиды // Антарктика. Доклады Комиссии 1961 г. М., 1962. С. 27–40.
6. Робинсон Р.В. Из опыта визуальной ориентации в Антарктике // Информ. бюл. Советской антарктич. экспедиции. 1960. № 18. С. 28–29.
8. Zotikov I.A. Bottom melting in the central zone of the ice shield on the Antarctic continent and its influence upon the present balance of the ice mass // Intern. Assoc. Scient. Hydrology. 1963. № 1. P. 36–44.
9. Каница А.П., Сорохтин О.Г. Измерение толщины ледникового покрова в походе по маршруту Восток – Молодежная // Информ. бюл. Советской антарктич. экспедиции. 1965. № 51. С. 19–22.
10. Robin G. de Q., Drewry D.J., Meldrum D.T. International studies of ice sheet and bedrock // Phil. Trans. Royal Soc. of London. Ser. B. 1977. V. 279. № 963. P. 185–196.
11. Kapitsa A.P., Ridley J.K., Robin G. de Q., Siegert M.J., Zotikov I.A. A large deep freshwater lake beneath the ice of central East Antarctica // Nature. 1996. V. 381. № 6584. P. 684–686.
12. Котляков В.М., Липенков В.Я., Васильев Н.И. Глубокое бурение в Центральной Антарктиде и проникновение в подлёдное озеро Восток // Вест. РАН. 2013. Т. 83. № 7. С. 591–605.  
Использованы также материалы из архива В.А. Кренёва.

## References

1. Kotlyakov V.M. On the history of the international project of deep ice-core drilling at Vostok station. *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2012, 4 (120): 5–8. [In Russian].
2. Zotikov I.A. *Antarktida. Doroga k ozeru Vostok*. Antarctica. Way to the Vostok Lake/ Moscow: Golos-Press, 2008. 388 p. [In Russian].
3. Shalaginov V.V. *Polyarniki Rossii*. Polar men of Russia. Moscow: Golos-Press, 2015: 344 p. [In Russian].
4. Gan I., Drewry D., Allison I., Kotlyakov V.M. Science and exploration in the high interior of East Antarctica in the twentieth century. *Advances in Polar Science*. 2016. [In press].
5. Kotlyakov V.M. *Izbrannye sochineniya. Kniga 1. Glyatsiologiya Antarktidy*. Selected works. Book 1. Glaciology of Antarctica. Moscow: Nauka, 2000: 382–387. [In Russian].
5. Zotikov I.A. Heat regime of the glacier in Central Antarctica. *Antarktika. Doklady Komissii in 1961*. Antarctic. Proceedings of the Commission in 1961. Moscow, 1962: 27–40. [In Russian].
6. Robinson R.V. From the experience of visual orientation in Antarctic. *Informatsionnyi byulleten' Sovetskoy antarkticheskoy ekspeditsii*. Information bulletin of the Soviet Antarctic Expedition. 1960, 18: 28–29. [In Russian].
8. Zotikov I.A. Bottom melting in the central zone of the ice shield on the Antarctic continent and its influence upon the present balance of the ice mass. *Intern. Assoc. Scient. Hydrology*. 1963, 1: 36–44.
9. Kapitsa A.P., Sorokhtin O.G. Measurements of the ice sheet thickness along the traverse Vostok – Molodezhnaya. *Informatsionnyi byulleten' Sovetskoy antarkticheskoy ekspeditsii*. Information bulletin of the Soviet Antarctic Expedition. 1965, 51: 19–22. [In Russian].
10. Robin G. de Q., Drewry D.J., Meldrum D.T. International studies of ice sheet and bedrock. *Phil. Trans. Royal Soc. of London. Ser. B*. 1977, 279 (963): 185–196.
11. Kapitsa A.P., Ridley J.K., Robin G. de Q., Siegert M.J., Zotikov I.A. A large deep freshwater lake beneath the ice of central East Antarctica. *Nature*. 1996, 381 (6584): 684–686.
12. Kotlyakov V.M., Lipenkov V.Ya., Vasiliev N.I. Deep drilling in the Central Antarctica and penetration into subglacial Vostok Lake. *Vestnik RAN. Herald of the Russian Academy of Sciences*. 2013, 83 (7): 591–605. [In Russian].  
Materials from the Krenev's archive are used in the paper.

Подписано в печать 28.09.2016 г. Выход в свет 28.10.2016 г. Формат 60 × 88<sup>1/8</sup>  
Цифровая печать Усл.печ.л. 18.0 Усл.кр.-отт. 10.5 тыс. Уч.-изд.л. 18.0 Бум.л. 9.0  
Тираж 284 экз. Зак. 420 Цена свободная

Соучредители: Российская академия наук, Русское географическое общество

Издатель: Российская академия наук. Издательство «Наука», 117997 Москва, Профсоюзная ул., 90  
Отпечатано в ППП «Типография «Наука», 121099 Москва, Шубинский пер., 6

## ПРАВИЛА ДЛЯ АВТОРОВ ЖУРНАЛА «ЛЁД И СНЕГ»

В журнале публикуются статьи по проблемам гляциологии, а также научные сообщения теоретического, методического, экспериментального и прикладного характера, тематические обзоры, критические статьи и рецензии, библиографические сводки, хроника научной жизни. В каждом номере журнала несколько статей могут быть напечатаны с цветными иллюстрациями. Тексты статей представляются на русском языке или хорошем английском. Все материалы передаются в редакцию в электронном виде в сопровождении бумажной версии текста и рисунков. Объём статей – до 20 страниц текста (через 1,5 интервала), включая таблицы и список литературы; рисунков – не более 4–6. Текст набирается в формате Word. Параметры набора: шрифт Times New Roman, кегль 12, интервал 1,5; поля: верхнее и нижнее 2 см, левое 3 см, правое 1,5 см. Страницы статьи нумеруются.

Статьи оформляются следующим образом. Сначала даются: УДК; *на русском языке* – название статьи, инициалы и фамилии всех авторов; полное название организации(ций), где выполнена работа; электронный адрес автора, ответственного за связь с редакцией. Затем те же сведения даются *на английском языке*, т.е.: заглавие и авторы; полное название организации(ций), где выполнена работа; второй раз e-mail главного автора. После этого на английском языке пишутся ключевые слова (не более 10) и авторское Summary статьи на 20–25 строк (здесь же обязательно прилагается перевод Summary на русский язык). Далее продолжается информация *на русском языке*: ключевые слова (не более 10); краткая аннотация (7–10 строк). Затем начинается текст статьи.

Основной текст разбивается на рубрики. Обычно это введение, постановка проблемы, методика исследований, результаты исследований, обсуждение результатов, заключение (выводы). В конце статьи следует привести благодарности лицам, оказавшим помощь в подготовке статьи, и дать ссылку на грант, способствовавший выполнению этой работы. *Благодарности даются на русском языке, а затем на английском (Acknowledgments).*

Для статьи, представляемой *на английском языке*, требуются: УДК; *перевод на русский язык* всей информации, которая даётся перед началом статьи в журнале. Кроме того, в конце статьи необходимо поместить расширенный реферат на русском языке (1–1,5 стр.). Должны быть также переведены на русский язык подписи к рисункам.

Ссылки на литературу нумеруются *последовательно, в соответствии с порядком их первого упоминания в тексте*. В списке литературы под заголовком «Литература» указываются только опубликованные работы, на которые есть ссылки в тексте. Ссылки по тексту даются в квадратных скобках. Список литературы должен быть точно выверен авторами по правилам журнала, см. сайт <http://ice-snow.igras.ru>.

Затем следуют подрисуночные подписи на русском и английском языках. Далее помещаются таблицы. В тексте даются ссылки на все таблицы. Таблицы и графы в них должны иметь заголовки, сокращения слов в таблицах не допускаются. Таблицы, как и текст, набираются в формате Word.

Математические обозначения, символы и простые формулы набираются основным шрифтом статьи, а сложные формулы – в MathType. *Нумеруются только те формулы, на которые есть ссылки по тексту*. 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.

Рисунки и фотографии помещаются в отдельных файлах: для растровых изображений в формате JPEG/TIFF/PSD, для цветных – в формате, совместимом с CorelDraw или Adobe Illustrator (не допускаются рисунки в формате Word или Excel). Публикация цветных иллюстраций ограничена. Рисунки должны быть вычерчены электронным образом и не перегружены лишней информацией. Если рисунки требуют электронного объёма более 800–1000 КБ, например фотографии или карты, то их следует продублировать, максимально уменьшив (менее 200 КБ), и дать в JPEG (для пересылки электронной почтой рецензентам, в редакции работают с оригиналами ббльшего объёма). Все словесные надписи на рисунках даются только на русском языке; все условные знаки обозначаются цифрами (курсивом) с расшифровкой в подрисуночных подписях. В тексте должны быть даны ссылки на все рисунки.

В конце статьи прилагается второй список литературы (Reference) на латинице для размещения его в журнале параллельно со списком литературы на русском языке. Оформление такого списка см. <http://ice-snow.igras.ru>.

Далее следует сообщить фамилию, имя и отчество автора, ответственного за связь с редакцией, а также номер его контактного телефона и краткие служебные данные. Статьи, не соответствующие указанным требованиям, рассматриваться не будут. При работе над рукописью редакция вправе её сократить. Автор, подписывая статью и направляя её в редакцию, тем самым передаёт авторские права на издание этой статьи журналу «Лёд и Снег».

**При подготовке статьи для публикации в журнале авторы должны обязательно ознакомиться с более подробными правилами оформления статей на сайте журнала «Лёд и Снег» <http://ice-snow.igras.ru>.**

Адрес редакции журнала «Лёд и Снег»: 117312, г. Москва, ул. Вавилова, 37, Институт географии РАН. Тел. 8-(499)-124-73-82. E-mail: [khronika@mail.ru](mailto:khronika@mail.ru)

## СОДЕРЖАНИЕ

**Ледники и ледниковые покровы**

- О.О. Рыбак, Е.М. Володин, А.П. Невечера, П.А. Морозова, М.М. Каминская.**  
Расчёт расхода массы Гренландского ледникового щита в модели земной системы. .... 293
- А.Н. Марков, D. Dahl-Jensen, В.М. Котляков, В.Н. Голубев, М.Г. Леонов, В.В. Лукин.**  
Динамика покровных ледников Антарктиды и Гренландии по результатам скважинных, радиолокационных и космических наблюдений. .... 309
- В.П. Епифанов.** Физическое моделирование режимов движения ледников. .... 334
- Б.Р. Мавлюдов, М.Д. Ананичева.** Ледники северного массива гор Сунтар-Хаята: современное состояние и динамика с конца 1950-х годов. .... 346
- Д.Ю. Большианов, В.Т. Соколов, И.С. Ёжиков, Р.К. Булатов, А.Н. Рачкова, Г.Б. Федоров, А.С. Парамзин.** Условия питания и изменчивость ледников архипелага Северная Земля по результатам наблюдений 2014–2015 гг. .... 360

**Снежный покров и снежные лавины**

- Д.В. Турков, В.С. Сократов.** Расчёт характеристик снежного покрова равнинных территорий с использованием модели локального теплообмена SPONSOR и данных реанализа на примере Московской области. .... 371

**Подземные льды и наледи**

- В.В. Шепелев.** О преимуществах бассейнового подхода при изучении закономерностей распространения наледей. .... 383

**Морские, речные и озёрные льды**

- А.В. Попов, Н.В. Кубышкин, А.В. Рубченя, Д.В. Драбенко.** Динамика кромки заприпайной полыньи в Обской губе и прогноз её широтного положения. .... 389

**Палеогляциология**

- Т.М. Маневич, С.Б. Самойленко.** Колебания ледников Авачинской группы вулканов (Камчатка) в позднем голоцене. .... 401

**Прикладные проблемы**

- С.В. Попов, С.В. Межонов, С.П. Поляков, В.Л. Мартьянов, В.В. Лукин.**  
Пляциогеофизические инженерные изыскания для подготовки лётного поля в районе российской станции Мирный (Восточная Антарктида). .... 415

**Путешествия, открытия**

- В.М. Котляков, В.А. Кренёв.** Кто «открыл» озеро Восток? .... 427