

Contents

<i>T.Y. Khromova, A.A. Medvedev, A.Ya. Muraviev, N.M. Zverkova.</i> Digital Atlas «Snow and Ice on the Earth»	5
---	---

Glaciers and Ice Sheets

<i>O.O. Rybak, E.A. Rybak, S.S. Kutuzov, I.I. Lavrentiev, P.A. Morozova.</i> Calibration of a mathematical model of Marukh Glacier, Western Caucasus	9
<i>V.V. Popovnin, T.V. Pylayeva.</i> Avalanche feeding of the Djankuat Glacier.	21
<i>E.Y. Osipov, O.P. Osipova.</i> Dynamics of mountain glaciation in the South-Eastern Siberia over the past 160 years	33
<i>A. Shakirov.</i> Magnetometric investigation of glaciers Southern and Northern Inylchek adjacent to the Merzbacher Lake	42

Snow Cover and Avalanches

<i>P.A. Chernous, Yu.G. Seliverstov, V.E. Suchkov.</i> Snow variability effect upon avalanching.	53
<i>N.I. Osokin, A.V. Sosnovskiy, P.R. Nakalov.</i> On the influence of variability of snow cover parameters to the ground freezing	60
<i>Yu.A. Dvornikov, A.V. Khomutov, D.R. Mullanurov, K.A. Ermokhina.</i> GIS- and field data based modeling of snow water equivalent in shrub tundra	69

Sea, River and Lake Ice

<i>E.N. Golubeva, G.A. Platov, D.F. Iakshina.</i> Numerical simulations of the current state of waters and sea ice in the Arctic Ocean	81
--	----

Ground Ice and Icings

<i>N.G. Belova.</i> Buried and Massive Ground Ice on the West Coast of Baidaratskaya Bay in the Kara Sea	93
--	----

Palaeoglaciology

<i>V.M. Kotlyakov, D.M. Sonechkin.</i> A modern interpretation of the history of the Pleistocene glacial cycles	103
---	-----

Travels, Discoveries

<i>A.Ya. Muraviev.</i> Finding and investigation of the Kamchatka glaciers.	123
--	-----

Express Information

<i>V.M. Kotlyakov, L.V. Desinov, V.A. Rudakov.</i> Surge of the Bivachny Glacier in 2012–2015	133
New scientific discovery in the field of glaciology	141
The «PAN-EURASIAN EXPERIMENT» searches for solutions to northern climate and environmental issues	142

Содержание

Т.Е. Хромова, А.А. Медведев, А.Я. Муравьев, Н.М. Зверкова. Электронный атлас «Снег и лёд на Земле» 5

Ледники и ледниковые покровы

О.О. Рыбак, Е.А. Рыбак, С.С. Кутузов, И.И. Лаврентьев, П.А. Морозова. Калибровка математической модели динамики ледника Марух, Западный Кавказ..... 9

В.В. Поповнин, Т.В. Пылаева. Лавинное питание ледника Джанкуат..... 21

Э.Ю. Осипов, О.П. Осипова. Динамика оледенения в горах юга Восточной Сибири за последние 160 лет.... 33

А.Э. Шакиров. Магнитометрические исследования ледников Южный и Северный Энилчек (Иныльчек) в районе озера Мерцбахера..... 42

Снежный покров и снежные лавины

П.А. Черноус, Ю.Г. Селиверстов, В.Е. Сучков. Влияние характеристик снега на лавинообразование 53

Н.И. Осокин, А.В. Сосновский, П.Р. Накалов. О влиянии изменчивости параметров снежного покрова на промерзание грунта 60

Ю.А. Дворников, А.В. Хомутов, Д.Р. Мулануров, К.А. Ермохина. Моделирование распределения водного эквивалента снежного покрова в тундре с использованием ГИС и данных полевой снегомерной съёмки 69

Морские, речные и озёрные льды

Е.Н. Голубева, Г.А. Платов, Д.Ф. Якшина. Численное моделирование современного состояния вод и морского льда Северного Ледовитого океана..... 81

Подземные льды и наледи

Н.Г. Белова. Погребённые и внутригрунтовые пластовые льды на западном побережье Байдарацкой губы Карского моря..... 93

Палеогляциология

В.М. Котляков, Д.М. Сонечкин. Современное прочтение истории ледниковых циклов плейстоцена 103

Путешествия, открытия

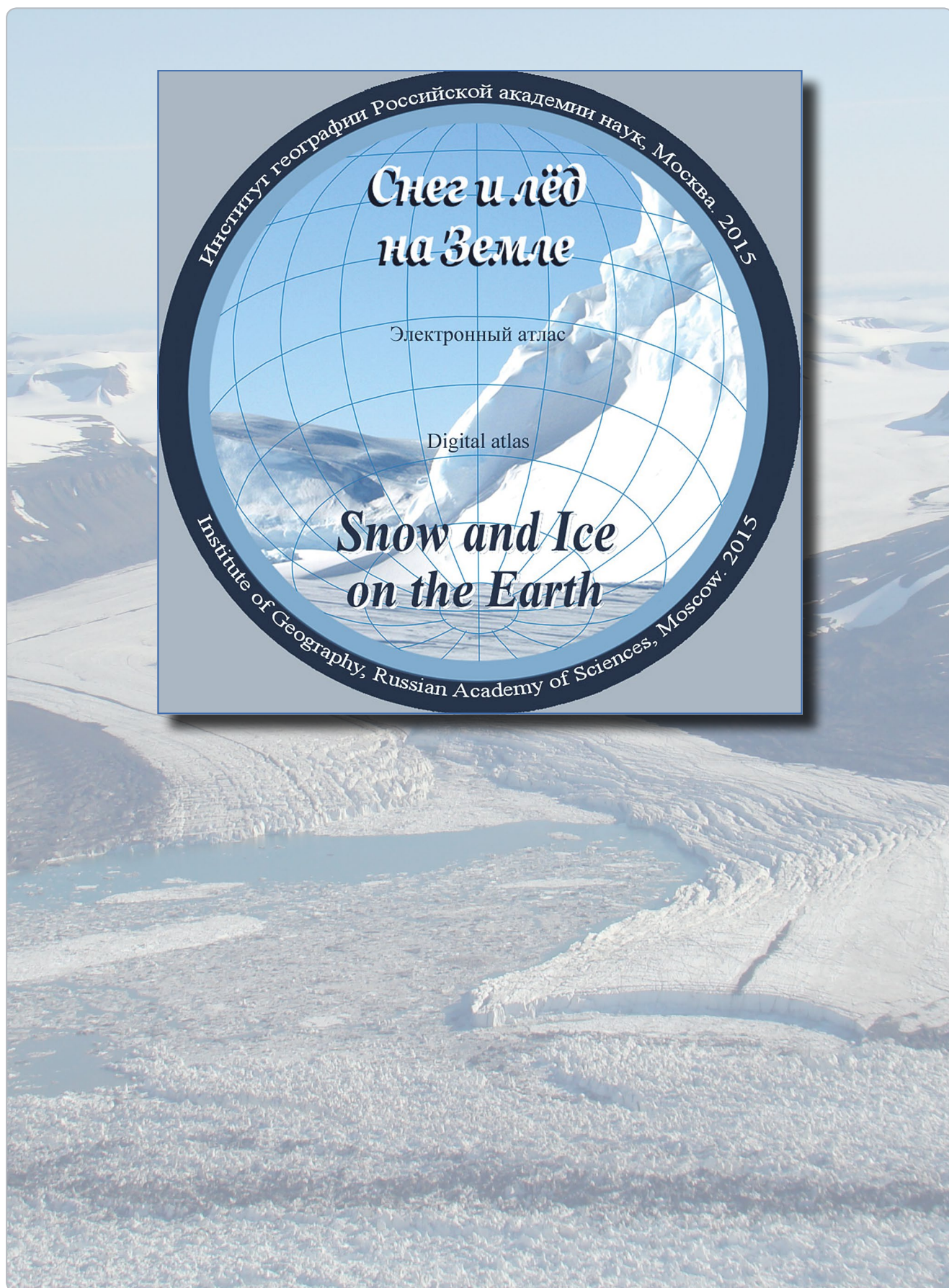
А.Я. Муравьев. Открытие и исследования ледников Камчатки 123

Экспресс-информация

В.М. Котляков, Л.В. Десинов, В.А. Рудаков. Подвижка ледника Бивачного в 2012–2015 гг. 133

Новое научное открытие в области гляциологии..... 141

Пан-евразийский эксперимент: РЕЕХ — отклик научного сообщества на изменение климата и окружающей среды Северной Евразии..... 142



Электронный атлас «Снег и лёд на Земле»

© 2015 г. Т.Е. Хромова, А.А. Медведев, А.Я. Муравьев, Н.М. Зверкова

Институт географии РАН, Москва
tkhromova@gmail.com**Digital Atlas «Snow and Ice on the Earth»**

T.Y. Khromova, A.A. Medvedev, A.Ya. Muraviev, N.M. Zverkova

Institute of Geography, Russian Academy of Sciences, Moscow

*Статья принята к печати 2 апреля 2015 г.**Базы данных, гляциологические информационные ресурсы, цифровые карты, электронный атлас.**Data bases, digital atlas, digital maps, glaciological information resources.*

Обсуждаются результаты работ по созданию электронного гляциологического атласа. Рассмотрены предпосылки и методы его создания, структура, содержание и возможности использования.

Results of the work done on creating the digital glaciological atlas are discussed. The prerequisites for and the techniques of the Atlas preparation together with its structure, content, and the ways of the use are presented.

Предпосылки создания Атласа

Один из старейших методов исследования в гляциологии — картографический. Современная гляциологическая цифровая картография — это не только способ представления результатов научных исследований, но и мощный инструмент получения новых знаний о криосфере Земли [6].

Значительные и быстрые изменения окружающей среды требуют применения методов, позволяющих управлять большим потоком информации, оптимизировать процесс сбора, хранения, анализа и обмена данными. Такие возможности предоставляют геоинформационные технологии. Быстрый переход к созданию цифровых массивов данных и активное использование геоинформационных технологий в гляциологических исследованиях обусловлены применением картографического метода исследований и системного подхода в гляциологии, которые активно развивались в Институт географии РАН ещё в «докомпьютерную» эпоху [5]. Основные результаты таких исследований приведены в Каталоге ледников СССР [3] и Атласе снежно-ледовых ресурсов мира [1, 2, 10]. Цифровые версии этих изданий и составляют ядро системы гляциологических информационных продуктов, разрабатываемых в Институте географии РАН [9]. Доступ к данным организуется на портале «География», который создавался в рамках направления «Электронная Земля» Программы фундаментальных исследований Президиума РАН «Разработка фундаментальных основ создания научной распределенной информационно-вычислительной среды на основе технологий ГРИД» [8]. Система предоставляет доступ к ин-

формационным ресурсам по основным направлениям криосферных исследований, обеспечивает формирование информационной среды для решения научных задач, позволяет использовать ГИС-технологии для анализа данных [4].

Отправной точкой для создания электронного гляциологического атласа стала идея перевода в цифровой формат богатейшей информации Атласа снежно-ледовых ресурсов мира с целью вовлечения этого массива данных в современный технологичный процесс научных исследований. Атлас снежно-ледовых ресурсов мира был создан по инициативе и под руководством академика В.М. Котлякова для глобальной оценки природных льдов как потенциального источника пресной воды, региональной оценки режима, изменчивости и возможностей использования снежно-ледовых ресурсов, процессов и явлений [1, 2, 10]. Этот Атлас стал «последним из могикан» традиционного атласного картографирования. Изданный в конце 1990-х годов в 24 краски без использования компьютерных технологий этот Атлас аккумулирует информацию, накопленную научным сообществом за вторую половину XX в., и представляет собой уникальный источник среднесуточных данных о состоянии гляциосферы Земли. В нём представлены карты, дающие информацию о всех видах природных льдов: твёрдых осадках, снежном покрове, снежных лавинах, горных ледниках и ледниковых покровах, морских и речных льдах, подземных льдах и наледях; климатических условиях существования снега и льда, талом снеговом и ледниковом стоке, древнем оледенении, современных запасах снега и льда.

Для составления карт использовались топографические карты, каталоги ледников, резуль-

таты полевых исследований, стандартная гидрометеорологическая информация, космические снимки. Специально для создания Атласа были проведены широкие научные изыскания, на основе которых разработаны расчётные методы, положенные в основу построения карт на малоизученные территории [2, 10]. С использованием этих методов впервые построены карты, характеризующие твёрдые осадки, температурные условия, снежный покров и сток в высокогорье, учитывающие индикационную роль нивально-гляциальных явлений. Большая их часть представляет собой набор изолинейных карт разного масштаба, созданных на базе концепции поля в современной картографии [7]. Такой подход обеспечил единообразие в представлении данных и возможность широкого применения геоинформационных приёмов анализа информации [6]. Именно эти карты в первую очередь необходимо было сохранить, перевести в цифровой формат и сделать доступными для широкого круга пользователей.

Методы и технологии

Цифровые карты для Атласа «Снег и лёд на Земле» создавались на платформе ARC/GIS [<http://esri-cis.ru/arcgis/>] и представлены в виде векторных слоёв. Тематическая нагрузка с карт Атласа снежно-ледовых ресурсов мира цифровалась вручную. Работы по оцифровке вели с применением различных аппаратных и программных средств. На начальных этапах карты цифровали и обрабатывали при помощи дигитайзера и ранних версий программных пакетов ESRI ArcInfo и ArcView. Потом работы стали вести в ARC/GIS. Оцифровку карт проводили по привязанному (спроецированному) растру. При проецировании сначала определялась проекция карты и параметры этой проекции. Затем в программном пакете ARC/GIS оцифрованная по растру в условной проекции карта методом проективного преобразования трансформировалась в исходную проекцию.

В рамках проекта эмпирическим путём был подобран оптимальный алгоритм, дающий наиболее точный результат. Далее проводилась трансформация в единую систему координат (World Geodetic System 1984, WGS 1984). Затем векторные покрытия оформлялись в готовые проекты в формате ARC/GIS. Оформление слоёв предусматривало подбор и систематизацию условных знаков по тематическим разделам и масштабным уровням. Основное внимание уделялось оригинальной гляциологической инфор-

мации. Оформление основы в проектах сведено к минимуму, чтобы сконцентрировать внимание пользователя на основном содержании карт.

Для визуализации информации на платформе Adobe Flash¹ создано оригинальное программное приложение, организующее цифровые карты в электронный атлас. При разработке этого приложения была выбрана модель представления данных, отвечающая следующим требованиям: наглядности представления информации; простоте получения информации; удобству поиска, просмотра и отбора информации; возможности использования информации в других программных продуктах; возможности быстрого переиздания атласа (добавление новой информации или её удаление); дружественному интерфейсу, обеспечивающему интерактивный режим. После выбора модели была составлена концептуальная схема атласа с указанием связей между приложениями и узлами.

Дизайн электронного атласа разрабатывался как система, в которой читатель легко воспринимает карты, легенды и прочую информацию. В интерактивной среде для этого используются такие структурные указатели, как пиктограммы или цветные вкладки для создания границ и разделения различных типов информации. В качестве навигационных ссылок применялся *гипертекст* (слова, также являющиеся ссылками) либо визуальные образы, нарисованные в виде ассоциаций. В атласе использованы графические структуры, в которых информация, графика и программные устройства располагаются в определённом порядке, и в зависимости от способа перемещения читателя по содержанию динамически вызываются последовательные блоки информации.

Цель создания эргономичного интерфейса «большой экранной плотности» состояла в эффективном отображении информации и структурировании отображения на дисплее с тем, чтобы привлечь внимание к наиболее важным единицам информации. Данные на экране расположены таким образом, чтобы пользователь интуитивно понимал, где найти необходимую информацию, и где ожидать её вывод. Суммарная информация на экране минимизируется: информация, на которую следует немедленно обратить внимание, отображается на видном месте; информация, которая необходима во вторую очередь (например, средства справки), не отображается, но доступна в случае необходимости.

Электронный атлас представляет собой сочетание функциональных возможностей геоинформационных систем и адаптированного для непод-

¹<http://www.adobe.com/ru/products/flashruntimes.html>

готовленного пользователя интерфейса. В нём реализованы возможности хранения большого объёма информации, «свободная» навигация по информации и выход в основное меню; легко выполняются добавление данных, корректировка уже имеющейся информации, отражение информации послойно, интерактивный диалог, получение справочной или другой пояснительной информации, увеличение на экране, подключение к глобальной сети Интернет и использование её как телекоммуникационной площадки.

Интерфейс Атласа организован таким образом, что доступ к картам возможен по интерактивной карте мира, по основным регионам и из списка географических районов. На главной странице помещены ссылки на страницы доступа к данным, общей информации об Атласе, информации о структуре, содержании, авторах и контактах; обеспечена возможность переключения на англоязычную версию Атласа.

На страницах доступа к данным и на страницах регионов размещены элементы управления атласом: переход на главную страницу, печать, переключение на английский язык, доступ к информационному разделу, доступ к фотографиям, переход на сайт геопортала ИГРАН, доступ к контактной информации, выход из приложения. На страницах регионов размещены элементы управления пространственными данными: включение тематического слоя, включение условных обозначений к тематическому слою, доступ к исходным данным, изменение размеров и перемещение по экрану карты.

Структура и содержание

В Атласе снежно-ледовых ресурсов мира, послужившим основой для электронного атласа, выделено 17 тематических разделов; его отличают сложная многоступенчатая региональная структура и масштабный ряд, одинаковый для всех регионов и представляющий собой систему кратных масштабов. Их выбор определялся уровнем гляциологических исследований. На глобальном уровне даны карты полушарий, составляющих вводную часть Атласа, и карты материков, открывающих региональные разделы. В региональном разделе представлены карты природных регионов, и, наконец, локальный уровень отражает крупные ледниковые районы и отдельные ледники. Кроме карт природных характеристик, в Атласе имеется прикладная часть, на картах которой показаны параметры снега и льда, важные для инженерных расчётов, а также рассмотрены меры борьбы со снегом и льдом и способы их использования.

В электронном атласе сохранена региональная структура. Материал представлен на трёх масштабных уровнях: мир — материк — природный регион.

Тематика карт в электронном атласе соответствует уровням исследования и масштабному ряду Атласа снежно-ледовых ресурсов мира. *Карты полушарий* дают общую характеристику Земного шара и носят обзорный характер. На них показывается распространение на Земле снежного покрова и разных видов льдов. Серия *карт материков* характеризует климатические условия существования снега и льда (температура и осадки), максимальные снегозапасы, снежные лавины, сели, ледостав на реках, подземные льды. *Карты природных регионов* — самый большой раздел в Атласе. В него входят карты арктических островов, антарктических областей, а также районов горного оледенения Европы, Азии, Северной и Южной Америки. Здесь наиболее полно представлены все тематические разделы Атласа. Карты прикладной части распределены по регионам. Подробная информация о разработке и создании исходных карт Атласа снежно-ледовых ресурсов мира опубликована в работе [2].

Заключение

Электронный атлас «Снег и лёд на Земле» — это систематическое собрание изолинейных карт, выполненных по программе как целостное произведение и изданное в виде автономного программного продукта на компакт-диске, который помещён на с. 4 в настоящем номере журнала. Содержание атласа развёртывается в восьми крупных разделах, в 39 региональных подразделах, обеспечивающих полноту охвата картами ключевых гляциологических регионов, и в двух вспомогательных разделах (вводном и справочном — указателе географических регионов). Карты отражают 13 тем картографирования и 80 сюжетов карт — геоинформационных слоёв, размещённых на 590 атласных страницах. Тематика и сюжеты карт развёртываются на трёх уровнях, каждый с соответствующей гаммой базовых масштабов и соответственно территориальных охватов.

Информация в Атласе даётся в наглядной, удобной для использования и изучения форме в виде адаптированной ГИС, созданной на основе Атласа снежно-ледовых ресурсов мира, которая общедоступна и не требует от пользователя специального программного обеспечения.

Интерфейс Атласа организован таким образом, чтобы доступ к картам был возможен по интерактивной карте мира, по основным регионам и из списка географических районов. Кроме возможности просмотреть все цифровые карты,

пользователю предоставляются также исходные векторные слои в формате shp. файлов, сохранённые в десятичных градусах. Это позволяет проектировать данные в любую проекцию, собирать собственные проекты, трансформировать данные в другие ГИС-форматы, анализировать информацию вместе с собственными или другими данными, имеющими географическую привязку.

Электронный гляциологический Атлас создан в отделе гляциологии Института географии РАН при поддержке директора института академика В.М. Котлякова. Руководитель работ — Т.Е. Хромова. Основные исполнители — А.Я. Муравьев, Н.М. Зверкова, Г.М. Варнакова. Программное приложение — А.А. Медведев. На разных этапах проекта в нём принимали участие Л.Н. Глебова, А.Б. Качалин, О.С. Крюкова, Е.П. Кузнецова, В.В. Куликова, А.В. Кустов.

При создании электронного атласа использованы результаты исследований, поддержанных РФФИ (96-07-89146-в, 98-05-64303-а, 01-07-90217-в, 01-05-65474-а), Программами фундаментальных исследований Президиума РАН «Электронная земля», «Оценка и пути снижения негативных последствий экстремальных природных явлений и катастроф, включая проблемы ускоренного развития атомной энергетики» и Отделения наук о Земле РАН «Физические и химические процессы в атмосфере и криосфере, определяющие изменения климата и окружающей среды».

Литература

- Атлас снежно-ледовых ресурсов мира / Под ред. В.М. Котлякова. М.: изд. Российской академии наук, 1997. 342 с.
- Атлас снежно-ледовых ресурсов мира / Под ред. В.М. Котлякова. М.: изд. Российской академии наук, 1997. Т. 2. Кн. 1. 263 с.; Кн. 2. 270 с.
- Каталог ледников СССР. М.-Л.: Гидрометеиздат, 1965–1982.
- Котляков В.М., Зверкова Н.М., Хромова Т.Е. Концепция гляциологической геоинформационной системы // Изв. РАН. Серия геогр. 1977. № 5. С. 125–133.
- Котляков В.М., Зверкова Н.М., Хромова Т.Е., Варнакова Г.М., Муравьев А.Я. Гляциологическая картография от МГГ до МПГ // МГИ. 2009. № 107. С. 45–50.
- Хромова Т.Е. Геоинформационное моделирование нивально-гляциальных систем // МГИ. 1999. Вып. 86. С. 37–44.
- Червяков В.А. Концепция поля в современной картографии. Новосибирск: Наука, 1978. 150 с.
- Электронная Земля. Программа фундаментальных исследований РАН. М: изд. ВИНТИ РАН, 2009. 478 с.
- Khromova T.Y. GIS for cryosphere studies // Materials of the Partnership conference «Geophysical observatories, multifunctional GIS and data mining» // Geoinformation Research Papers. 2013, BS1004. doi:10.2205/2013BS012_Kaluga. http://ebooks.wdcb.ru/2013/2013BS012/SESSION_3/Khromova.pdf.
- World Atlas of Snow and Ice Resources. V. 2. Moscow: Russian Academy of Sciences, 1977. 372 p.

Summary

Results of the work done on creating the digital glaciological atlas are presented. The starting point for the Atlas creation was the intention to translate the rich information collected in the Atlas of Snow-Ice World Resources published in 1997 into the digital format. The Atlas includes a set of isoline maps of different scales constructed on the basis of the field concept in the present-day cartography. Such approach allowed an uniformity in the data presentation as well as possibility of wide using of the geoinformational ways for analysis of the information. Digital maps for the Atlas «Snow and Ice on the Earth» were built on the ARC/GIS software in forms of the vector layers. To visualize the information an original software supplement had been created by means of the Adobe Flash software. This software organizes digital maps into an electronic atlas.

The Atlas content is presented by 8 large sections and 39 subsections which present characteristics of the key glaciological regions; there are also two auxiliary subsections: introductory one and the reference part that is indicator of geographical regions. The whole material is placed on the 590 pages of the Atlas. Themes and subjects of the maps are given in a system of three levels which one with corresponding number of base scales and, respectively, the territorial coverage. In addition to a possibility to look through all digital maps, any user can also see original vector layers in the format of shp. files which are saved in decimal degrees. This makes possible to project the data into any view, to design own project, to transform the data into other GIS-formats, to analyze the information together with own or other data with geographical conjunction.

Digital (electronic) glaciological Atlas has been constructed in the Department of glaciology of the Institute of Geography RAS with encouragement from academician V.M. Kotlyakov. Principal investigator is T.E. Khromova. Main performers are A.Ya. Muraviev, N.M. Zverkova, G.M. Varnakova. The software supplement has been developed by A.A. Medvedev. This Atlas has been prepared as an autonomous (self-regulating) product in a CD ROM disk, the last one is placed on p. 4 of this issue.

Ледники и ледниковые покровы

УДК 551.89 551.583.7

doi:10.15356/2076-6734-2015-2-9-20

Калибровка математической модели динамики ледника Марух, Западный Кавказ

© 2015 г. О.О. Рыбак¹⁻³, Е.А. Рыбак^{1,2}, С.С. Кутузов⁴, И.И. Лаврентьев⁴, П.А. Морозова⁴¹Институт природно-технических систем РАН, Сочи; ²Сочинский научно-исследовательский центр РАН;³Earth System Sciences and Department of Geography, Vrije Universiteit Brussel, Брюссель; ⁴Институт географии РАН, Москва
orybak@vub.ac.be

Calibration of a mathematical model of Marukh Glacier, Western Caucasus

O.O. Rybak¹⁻³, E.A. Rybak^{1,2}, S.S. Kutuzov⁴, I.I. Lavrentiev⁴, P.A. Morozova⁴¹Institute of Natural and Technical Systems, Russian Academy of Sciences, Sochi; ²Scientific Research Center, Russian Academy of Sciences, Sochi;³Earth System Sciences & Departement Geografie, Vrije Universiteit Brussel; ⁴Institute of Geography, Russian Academy of Sciences, Moscow

Статья принята к печати 10 февраля 2015 г.

*Баланс массы, горный ледник, деформация льда, Кавказ, климат, математическая модель, осадки, приземная температура воздуха, течение льда.
Caucasus, climate, ice deformation, ice flow, mass balance, mathematical model, mountain glacier, precipitation, surface air temperature.*

Рассматривается трёхмерная математическая модель динамики ледника Марух на Западном Кавказе. Описываются блочная структура модели и взаимодействие между блоками. Ключевые параметры модели калибруются на основе данных полевых радиолокационных, топо- и гравиметрических исследований, а также с использованием результатов наблюдений за приземной температурой воздуха и количеством осадков на ближайшей к леднику метеорологической станции Клухорский перевал. Определены значения параметров, при которых расхождения расчётной и наблюдаемой скоростей течения льда и нормированного удельного баланса массы ледника минимальны. Данную модель предполагается в дальнейшем использовать для прогностических расчётов эволюции ледников Кавказа в условиях меняющегося климата.

Considered in the paper, three-dimensional mathematical model of dynamics of Marukh Glacier, Western Caucasus. Block structure of the model and interaction between blocs is described. Key model parameters are calibrated using field radio-echo-sounding, topographic and gravimetric measurements, as well as observations on surface air temperature and precipitation amount at Klukhorskyy Pereval meteorostation, closest to the glacier. We determine meanings of parameters favourable to minimum deviations between calculated and observed flow velocities and normalized surface mass balance. The model is supposed to be used in future for prognostic calculations of Caucasus glacier evolution in changing climatic conditions.

Введение

Проблема сокращения площади горных ледников в течение XX — начале XXI в. имеет несколько аспектов. Горные ледники, по-видимому, наиболее уязвимая часть криосферы с точки зрения реакции на изменение климатических условий. Их сокращение приводит к относительно быстрому, хотя и не столь значительному по сравнению с другими источниками, росту среднего уровня Мирового океана [17]. Горные ледники регулируют речной сток: до трети его годовой величины в горных и предгорных регионах приходится на ледниковый сток, доля которого в тёплый период года может увеличиваться до 70% [4]. Ледниковый сток поступает в реки в вегетационный период, когда потребность в воде особенно велика, поэтому сокращение горного оледенения влияет на экономику горных и предгорных регионов. На-

конец, сокращение горного оледенения затрагивает и такую важную отрасль, как туризм [8].

Согласно последним оценкам [3, 12], площадь ледников на северном склоне Большого Кавказа в XX в. сократилась более чем наполовину. В условиях изменяющегося климата тенденция к сокращению горного оледенения в этом регионе, вероятно, сохранится. В то же время надёжные прогностические оценки эволюции горных ледников невозможны без применения математических моделей, а также исследований регионального климата и собственно динамики горных ледников. В последние несколько десятилетий модели горных ледников достаточно быстро эволюционируют: они постоянно совершенствуются и усложняются, что обусловлено как развитием теории и методов моделирования, так и ростом производительности вычислительной техники.

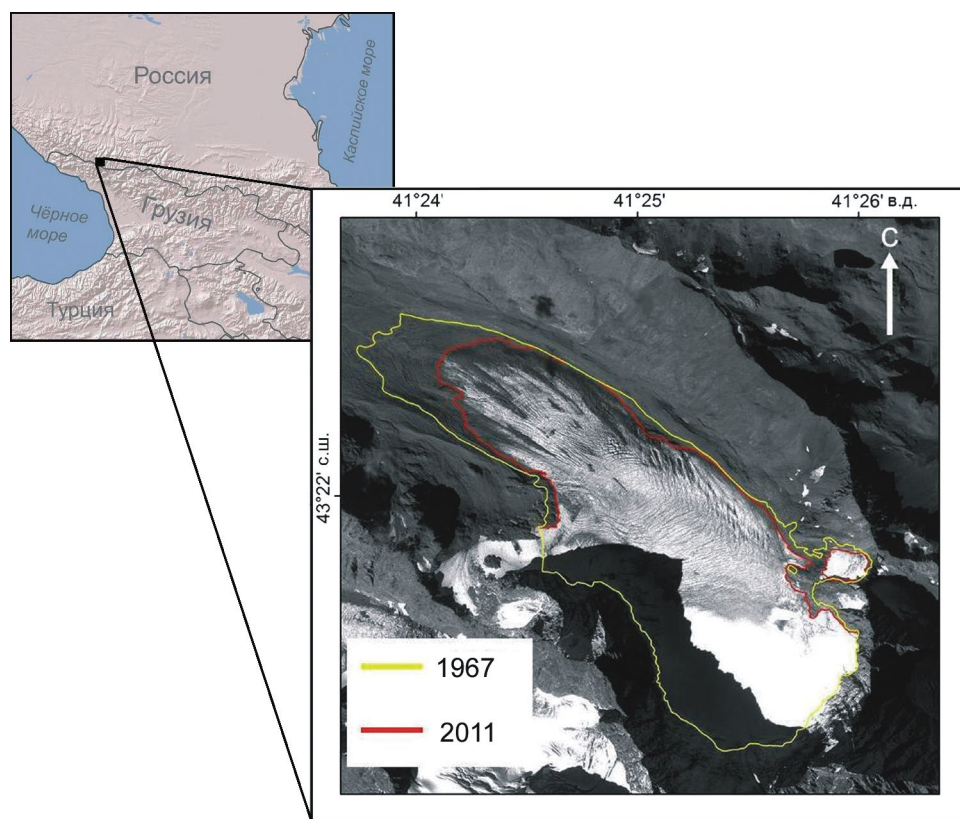


Рис. 1. Расположение ледника Марух и вид на него из космоса.

Снимок сделан со спутника EROS-B 14 сентября 2011 г. Цветными линиями на снимке выделены границы ледника по состоянию на 1967 и 2011 гг.

Fig. 1. Location of the Marukh Glacier and its view from space.

The image was made from EROS-BG satellite 14.09.2014. Glacier contours in 1967 and 2011 are shown by colour lines in the satellite image

Настоящая работа посвящена структуре математической модели динамики ледника Марух (рис. 1) и её калибровке на основе исторических данных. Ледник этот выбран не случайно. Сейчас на Западном Кавказе ледники присутствуют на участке от горы Фишт на западе до горы Эльбрус на востоке [1]. Бассейн ледника Марух занимает в пределах России крайне западное, «океаническое» положение в умеренной широтной полосе [1] и в силу этого может считаться неким репером для своего региона. Многочисленные малые горные ледники встречаются и к западу от ледника Марух, однако они непригодны для калибровки математической модели, так как там отсутствуют систематические наблюдения за тепловым балансом, глубинным геофизическим строением, скоростями течения, изменением топографии. Эти и иные параметры необходимы, чтобы воспроизвести в модели эволюцию горного ледника и оценить его состояние в будущем в условиях вероятных климатических изменений. Отметим, что систематические полевые наблюдения на леднике Марух, начатые в послевоенные годы, с тех пор более или менее регулярно ведутся до настоящего времени [1, 2]. Результаты этих на-

блюдений, а также наблюдений на ближайшей к леднику метеорологической станции (ГМС) Клухорский перевал использованы нами для калибровки и тестирования математической модели.

Математическая модель

Схематическое строение модели динамики горного ледника, использованной в настоящей работе, показано на рис. 2. Основные расчётные блоки модели — динамический (обозначен цифрой 2) и балансовый (3). С последним непосредственно связаны блоки расчёта затенения от окружающего рельефа (4) и солнечной радиации (5). Рассмотрим блоки 2 и 3 более подробно.

Динамический блок (субмодель течения льда).

Теоретические основы и алгоритмы субмодели описаны в работах [5, 6, 9], поэтому здесь мы приведём лишь необходимые выкладки. Субмодель относится к типу LMLa в соответствии с классификацией [10] или к модели течения льда неполного второго порядка [7]. В модели типа LMLa горизонтальные компоненты скорости течения u и v находятся путём решения системы нелинейных эллиптических уравнений:

$$\begin{aligned}
4 \frac{\partial}{\partial x} \left(\eta \frac{\partial u}{\partial x} \right) + 2 \frac{\partial}{\partial x} \left(\eta \frac{\partial v}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\eta \frac{\partial u}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\eta \frac{\partial v}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(\eta \frac{\partial u}{\partial z} \right) &= \rho_i g \frac{\partial s}{\partial x}, \\
4 \frac{\partial}{\partial y} \left(\eta \frac{\partial v}{\partial y} \right) + 2 \frac{\partial}{\partial y} \left(\eta \frac{\partial u}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial x} \left(\eta \frac{\partial u}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial x} \left(\eta \frac{\partial v}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(\eta \frac{\partial v}{\partial z} \right) &= \rho_i g \frac{\partial s}{\partial y},
\end{aligned} \tag{1}$$

где η – эффективная вязкость, равная

$$\eta = \frac{1}{2} A(T)^{-1/n} \left[\left(\frac{\partial u}{\partial x} \right)^2 + \left(\frac{\partial v}{\partial y} \right)^2 + \frac{\partial u}{\partial x} \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{1}{4} \left(\frac{\partial u}{\partial y} + \frac{\partial v}{\partial x} \right)^2 + \frac{1}{4} \left(\frac{\partial u}{\partial z} \right)^2 + \frac{1}{4} \left(\frac{\partial v}{\partial z} \right)^2 \right]^{(1-n)/2n}, \tag{2}$$

$A(T)$ – реологическая функция, зависящая от температуры льда; $s = b + H$ – высота поверхности ледника, b – высота подстилающей поверхности, H – толщина льда; ρ_i – плотность льда; $n = 3$.

В настоящей работе ледник считается изотермическим, поэтому реологическая функция заменяется на параметр A_{fl} . Вектор скорости базального (глыбового) скольжения считается пропорциональным напряжению на нижней границе в третьей степени [19]:

$$\mathbf{u}|_b = -A_{sl} \tau_b^3, \tag{3}$$

где A_{sl} – коэффициент трения, а компоненты $\tau_b = \tau_{bx}$ и τ_{by} определяются в соответствии с [18]:

$$\begin{aligned}
\tau_{bx} &= \left[\tau_{xz} - \tau_{xy} \frac{\partial b}{\partial y} - (2\tau_{xx} + \tau_{yy}) \frac{\partial b}{\partial x} \right]_b, \\
\tau_{by} &= \left[\tau_{yz} - \tau_{xy} \frac{\partial b}{\partial x} - (2\tau_{yy} + \tau_{xx}) \frac{\partial b}{\partial y} \right]_b.
\end{aligned} \tag{4}$$

Для решения каждого из уравнений системы (1) применяется метод сопряжённых градиентов (модифицированная версия алгоритма из [16]), а сама система решается итерационно методом Пикара с применением релаксационной схемы [6, 9, 11].

Балансовый блок (субмодель баланса массы). Для расчёта баланса массы ледника M_s исполь-

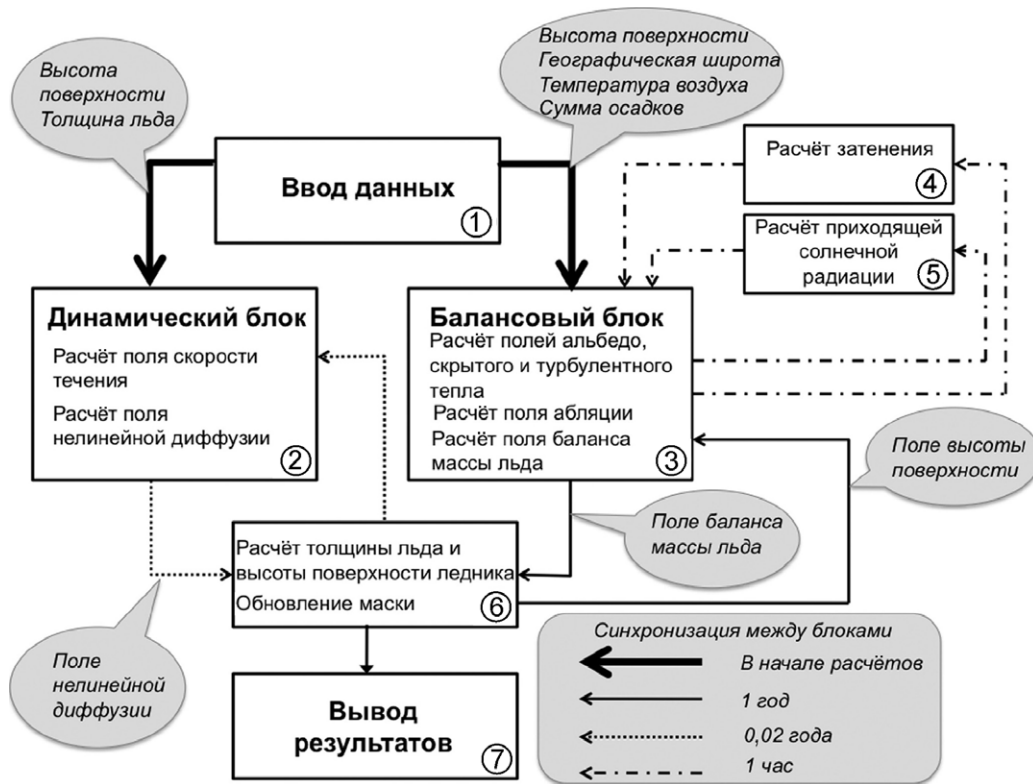


Рис. 2. Структура математической модели динамики горного ледника
Fig. 2. Structure of the mathematical model of the mountain glacier dynamics

зуется энергобалансовая модель. В её основе лежит расчёт приращения или потери массы в каждой точке пространственной сетки за определённое время t , которое отсчитывается с начала балансового года (что соответствует 271-му дню стандартного календарного года):

$$M_s(t + \Delta t) = M_s(t) + \Delta[\min(0, -\psi/\rho_w L_m)] + P_s(t), \quad (5)$$

где $[\min(0, -\psi/\rho_w L_m)]$ представляет собой таяние на поверхности (абляцию); $L_m = 3,34 \times 10^5$ Дж кг⁻¹ — удельная теплота плавления; $\rho_w = 1000$ кг м⁻³ — плотность воды.

Считается, что твёрдые осадки P_s выпадают при температуре воздуха ниже 2 °С. Поток энергии на поверхности ледника ψ рассчитывается как

$$\psi = (1 - \alpha)Q + c_0 + c_1 T_a, \quad (6)$$

где первое слагаемое в правой части представляет собой приходящую радиацию (сумму прямой и рассеянной радиации) на поверхность ледника; $c_0 + c_1 T_a$ — баланс длинноволновой радиации и турбулентного теплообмена, $c_0 = -45$ Вт м⁻², $c_1 = 12$ Вт м⁻² °С⁻¹ — эмпирические коэффициенты [13], T_a — температура воздуха; α — альбедо поверхности, которое экспоненциально убывает в зависимости от толщины снежного покрова d :

$$\alpha = \alpha_{snow} + (\alpha_{ice} - \alpha_{snow}) \exp(-d/d^*), \quad (7)$$

где α_{ice} и α_{snow} — типичные значения альбедо соответственно для льда и снега; $d^* = 0,011$ — эмпирическая постоянная.

Приходящая солнечная радиация (блок 5 на рис. 2) состоит из двух компонент — прямой и рассеянной:

$$Q = Q_{dir} + Q_{dif} = \delta f_{dir} S_t \sin(h_s + \gamma_s) + f_{dif} S_t \sin(h_s), \quad (8)$$

где $f_{dir} = 0,6$ и $f_{dif} = 0,4$ — условные доли соответственно прямой и рассеянной радиации в суммарной радиации S_t , приходящей на поверхность земли; $\tau = 0,45$ — коэффициент прозрачности атмосферы; h_s — угол солнца над горизонтом.

Множитель $\delta = 1$, если затенение от окружающего рельефа в соответствующем узле сетки отсутствует, и $\delta = 0$, если узел сетки находится в тени. Угол γ_s между проекцией солнца на горизонтальную плоскость и поверхностью ледника в каждом узле сетки рассчитывается как

$$\gamma_s = \tan[\phi + \cos(a - \theta)], \quad (9)$$

где ϕ — уклон поверхности ледника; a — текущий азимут солнца, зависящий от географических

координат и времени суток; θ — ориентация поверхности ледника.

Температура воздуха в уравнении (6) зависит от высоты $s(x, y)$ в каждой точке ледника:

$$T_a(x, y) = T_0 - \xi[s(x, y) - S_0], \quad (10)$$

где T_0 — метеорологические данные о температуре воздуха, приведённые к условной средней высоте ледника; $S_0 = 2500$ м — базовая высота, которая считается совпадающей с условной средней высотой ледника; $\xi = 0,007$ °С м⁻¹ — вертикальный градиент температуры воздуха.

Объединение субмоделей течения льда и баланса массы. Толщина льда (блок 6 на рис. 2) рассчитывается путём решения уравнения сохранения баланса массы, которое трансформируется в уравнение для локальной толщины льда H . Баланс массы на поверхности ледника M_s входит в его правую часть:

$$\frac{\partial H}{\partial t} = -\nabla(\mathbf{v}_h H) + M_s = -\nabla(D \nabla H) + M_s, \quad (11)$$

где t — время; $\mathbf{v}_h$ — вектор осреднённой по вертикали скорости течения; $-\nabla(\mathbf{v}_h H) = -D \nabla H$; D — сложный нелинейный комплекс, зависящий от толщины ледника и модуля градиента высоты его поверхности s («нелинейная диффузия»); в уравнении (11) компоненты поля нелинейной диффузии $D = D_x$ и D_y — выражаются через компоненты скорости течения, толщину льда и градиент поверхности ледника [15]:

$$D_x = -uH(\partial s/\partial x)^{-1}; D_y = -vH(\partial s/\partial y)^{-1}. \quad (12)$$

Уравнения (12) служат ключевой точкой моделирования эволюции ледника, поскольку подстановка значений u и v , рассчитанных при решении системы уравнений (1), в (12) и D_x и D_y из (12) в (11) обеспечивает связь динамического и балансового блоков. Уравнение (11) численно решается неявным методом переменных направлений.

Использованные данные

Особенности расчётов определяют создание двух баз данных о рельефе поверхности. Для расчёта области затенения на поверхности ледника требуются данные об окружающем ледник рельефе. В то же время для расчёта скорости течения и баланса массы ледника можно использо-

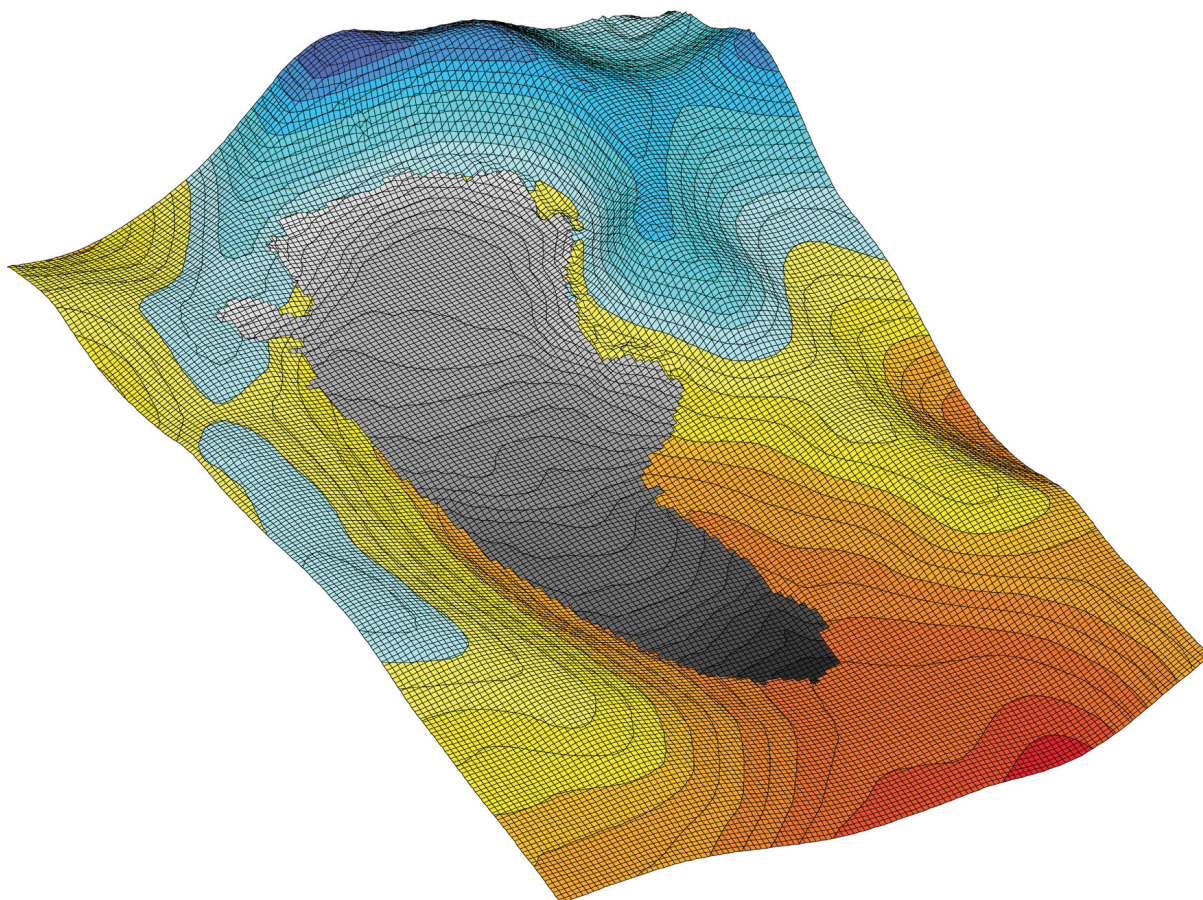


Рис. 3. Цифровая модель рельефа ледника Марух и его окрестностей. Область развёрнута на 180° , чтобы показать территорию, покрытую льдом (выделено серым)
Fig. 3. Digital elevation model of Marukh Glacier and surroundings. The domain is rotated by 180° to show ice covered area (indicated in grey)

вать гораздо меньшую по размерам подобласть. Для создания цифровой модели рельефа (рис. 3) мы применили топографические данные окрестностей ледника Марух, совмещённые с более подробными данными геодезической съёмки непосредственно на леднике [1, 2]. Данные пересчитывались в узлы регулярной пространственной сетки размером 3×5 км с шагом 25 м («большая область» на рис. 4, а). Область ориентирована с юго-востока на северо-запад, что совпадает с ориентацией продольной оси ледника Марух (см. рис. 1). В выделенной подобласти размером $1,650 \times 3,775$ км высота поверхности совпадает с высотой поверхности в «большой области» (см. рис. 4, б).

Поле толщины льда, построенное по результатам гравиметрической съёмки 1967 г. [1], недостаточно подробно, так как рассчитывалось всего по шести поперечным профилям, которые

не захватывали самую верхнюю и самую нижнюю части ледника. Поэтому для расчёта топографии подстилающей поверхности мы использовали материалы топографической и радарной съёмок 2011 г. [2]. Затем поле высоты подстилающей поверхности вычиталось из поля высоты ледника по состоянию на 1967 г. [1], в результате чего было получено поле толщины ледника по состоянию на 1967 г. Последнее детально отличается от приведённого в работе [1], однако значительно совместимее с результатами более качественной съёмки 2011 г. (см. рис. 4, в).

Среднесуточные значения сумм осадков P_s и температуры воздуха T_a , входящие в уравнения (5) и (6), рассчитывались по данным наблюдений на ГМС Клухорский перевал ($43^\circ 15' 8''$ с.ш., $41^\circ 49' 39''$ в.д.). Исходные среднесуточные данные, имеющие пробелы, осреднялись за 1959–1967 гг. Этого отрезка времени

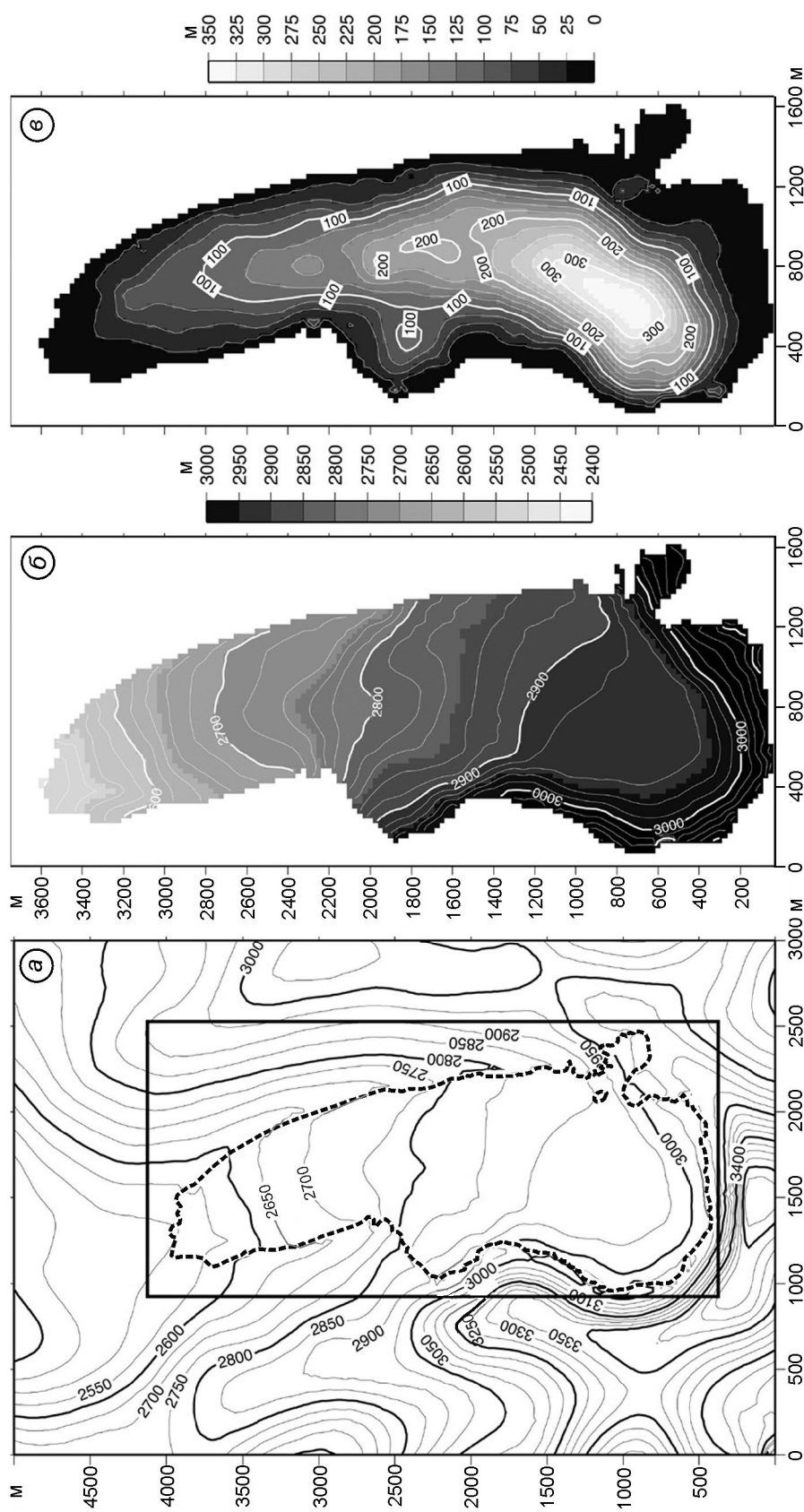


Рис. 4. Высота поверхности ледника Марух и его окрестностей, м над ур. моря (а). Расстояние дано в метрах от левого нижнего угла области. Чёрная рамка показывает границы подобласти, в которой производятся расчёты скорости течения и баланса массы. Пунктирной линией обозначены границы ледника согласно замерам 1967 г. Высота поверхности ледника Марух (б) и толщина льда (в) в подобласти, м

Fig. 4. Surface elevation of Marukh Glacier and its surroundings, m a.s.l. (a). Numbers on the boundaries of the domain denote distance in metres from the bottom-left corner of the domain. Black frame outlines the boundaries of the sub-domain where calculations of flow velocity and surface mass balance are carried out. Dotted line indicate to the measurements of the glacier boundaries in 1967. Surface elevation of Marukh Glacier (б), ice thickness (в) in the sub-domain, m. Numbers on the boundaries of the domain denote distance in metres from the bottom-left corner of the sub-domain

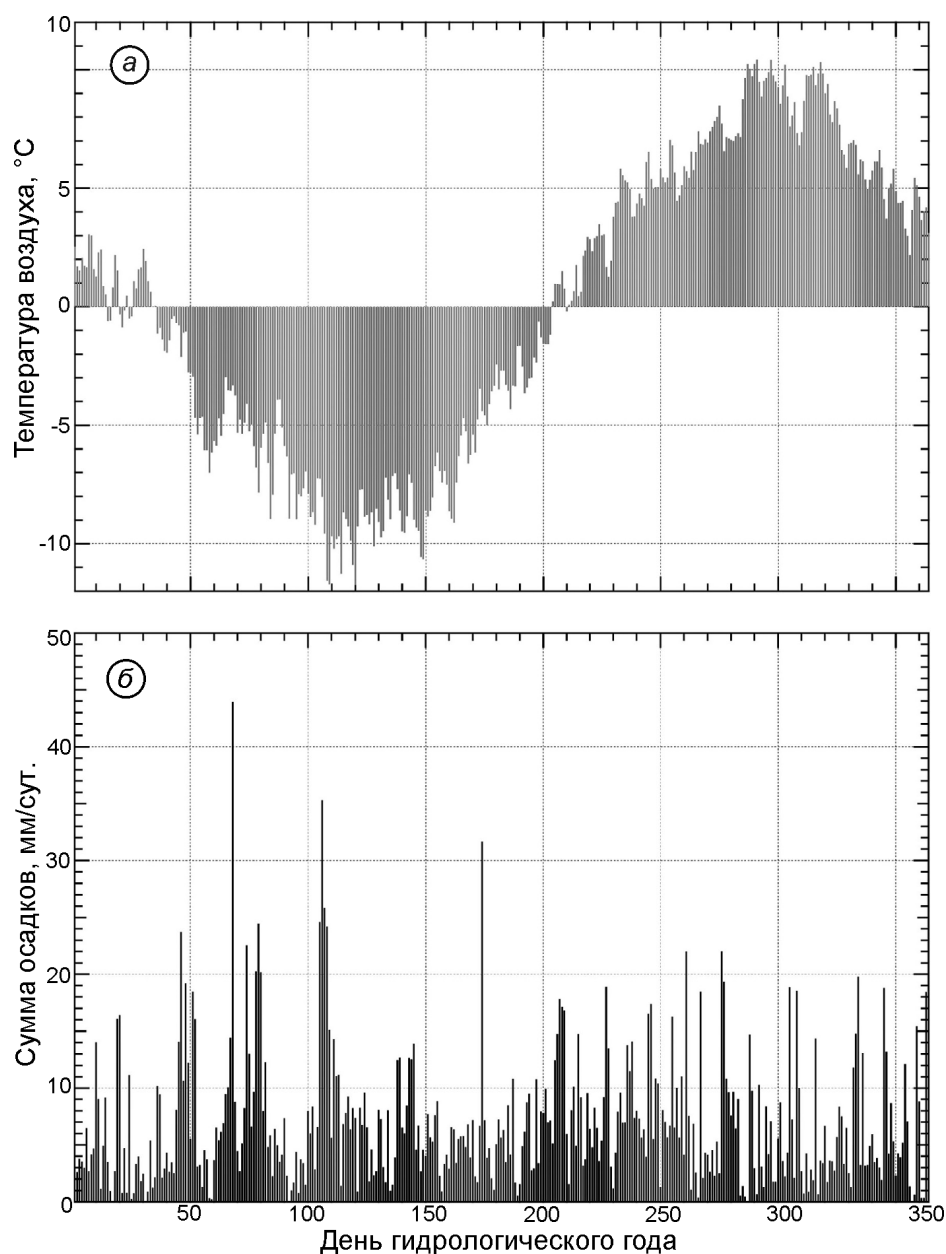


Рис. 5. Среднесуточные значения температуры воздуха, °C (а) и сумм осадков, мм сут.⁻¹ (б) на ГМС Клухорский перевал, осреднённые за период 1959–1967 гг.

Fig. 5. Mean daily air temperature, °C, (a), and precipitation rate, mm day⁻¹, (b) on the meteorological station Klukhorskyy Pereval averaged over the period 1959–1967

достаточно, чтобы пробелы в исходных данных полностью заменить их средним за период значением для данного дня. Метеорологические данные были приведены к средней высоте ледника (рис. 5) помощью переводных линейных эмпирических формул в работе [1]. Период осреднения связан с тем, что геометрические данные относятся к 1967 г. Кроме того, в 1967–1982 гг. вели наблюдения за балансом массы

ледника, которые в будущем предполагалось использовать в качестве контрольных данных для оценки результатов математического моделирования. Считается, что ледник реагирует на изменения климатических условий с характерной задержкой в несколько лет [14] в зависимости от своих размеров, поэтому целесообразно было воспользоваться данными ГМС, предшествовавшими наблюдениям за балансом ледника.

Калибровка параметров субмодели течения льда

Задача калибровки состояла в подборе трёх свободных параметров:

1) параметра A_{fl} , заменяющего реологическую функцию в уравнении (2) и определяющего деформируемость льда и соответственно деформационную скорость. Диапазон тестируемых значений составил $0,4 \cdot 10^{-16} - 3,0 \cdot 10^{-16} \text{ Па}^{-3} \text{ год}^{-1}$;

2) параметра A_{sl} в уравнении (3), определяющего связь между градиентом поверхности и скоростью базального (глыбового) скольжения и таким образом влияющего на его долю в суммарной скорости течения. Диапазон $0,4 \cdot 10^{-15} - 3,0 \cdot 10^{-15} \text{ Н}^{-3} \text{ год}^{-1}$;

3) плотности льда ρ_i ; в исследовании [1] отмечена значительная пространственная как горизонтальная, так и вертикальная неоднородность поля плотности льда. В соответствии с приведённым в работе [1] характерным диапазоном разброса значений плотности льда в нашей модели принят диапазон $880-910 \text{ кг м}^{-3}$.

В практике калибровки параметров математических моделей по данным наблюдений, как правило, используется критерий минимума среднеквадратического отклонения (СКО) модельных данных от наблюдаемых [19]. Данные наблюдений за скоростью течения льда летом 1967 г. и в 1976–1978 гг., к сожалению, утрачены, сохранились лишь карты изотех с шагом 5 см сут^{-1} (более 18 м год^{-1}) [1], что, безусловно, делает невозможным точную калибровку с использованием СКО. Вместо этого мы применили следующую методику.

На область была наложена пространственная сетка с расстоянием между узлами 100 м по оси x и 200 м по оси y (всего 141 точка). Аналогичная сетка была наложена на карту изотех, построенную по результатам наблюдений в 1976–1978 гг. Значение модельной скорости в каждом узле проверялось на соответствие следующему диапазону измеренных скоростей: $0-18,2, 18,3-36,5$ и более $36,6 \text{ м год}^{-1}$. После серии из 1372 тестов определено множество из пяти тестов, в которых было максимальное число точек (80) со значениями модельных скоростей, попавших в наблюдаемый диапазон. Среди них был выбран тест со следующим набором параметров: $A_{fl} = 1,4 \cdot 10^{-16} \text{ Па}^{-3} \text{ год}^{-1}$, $A_{sl} = 0,6 \cdot 10^{-15} \text{ м}^7 \text{ Н}^{-3} \text{ год}^{-1}$, $\rho_i = 905 \text{ кг м}^{-3}$ и с

минимальными качественными отличиями модельного поля от наблюдаемого (рис. 6, а). Область максимальных скоростей ($> 36 \text{ м год}^{-1}$) смещена приблизительно на 800 м выше по течению по сравнению с наблюдаемым полем. Кроме того, в верхнем течении наблюдается промежуточный максимум ($> 27 \text{ м год}^{-1}$), который отсутствует в наблюдаемом поле. Последнее объясняется, с одной стороны, редкой сетью наблюдений в этой области ледника, а с другой – значительными величинами толщины льда (более 100 м) и градиента высоты поверхности. К этой же области приурочены максимальные значения поля базального скольжения ($> 5 \text{ м год}^{-1}$, см. рис. 6, б).

В работе [19], где приведены результаты калибровки аналогичной модели по данным GPS-наблюдений за скоростью течения ледника Мортерач (Morteratsch, массив Бернина, Швейцарские Альпы), получены сходные значения калибруемых параметров (при плотности льда $\rho_i = 910 \text{ кг м}^{-3}$): $A_{fl} = 1,2 \cdot 10^{-16} \text{ Па}^{-3} \text{ год}^{-1}$, $A_{sl} = 0,6 \cdot 10^{-15} \text{ м}^7 \text{ Н}^{-3} \text{ год}^{-1}$. Незначительные различия в ключевых параметрах модели для двух географически удалённых друг от друга ледников показывают, что настройки динамического блока модели мало зависят от конкретного объекта моделирования. Это обстоятельство – важное с точки зрения перспективных исследований динамики ледников Кавказа, для которых нет наблюдений за скоростью и, следовательно, калибровка модели которых невозможна.

Калибровка параметров субмодели баланса массы

В качестве трёх свободных параметров, оптимальные значения которых необходимо было подобрать в субмодели баланса массы, выбраны альbedo снега (диапазон $0,74-0,86$) и льда ($0,23-0,49$) в уравнении (7) и высотный градиент осадков в области аккумуляции ($\gamma_p = 0,0005-0,05 \text{ мм день}^{-1} \text{ м}^{-1}$). Строго говоря, параметры c_0 и c_1 в выражении (6) также настраиваемы. Однако в настоящей работе использованы значения, принятые для ледника Мортерач [13], который расположен примерно на тех же высотах и широтах и в сходных климатических условиях, что и ледник Марух. В настоящее время проводится работа по алгоритмизации описания по-

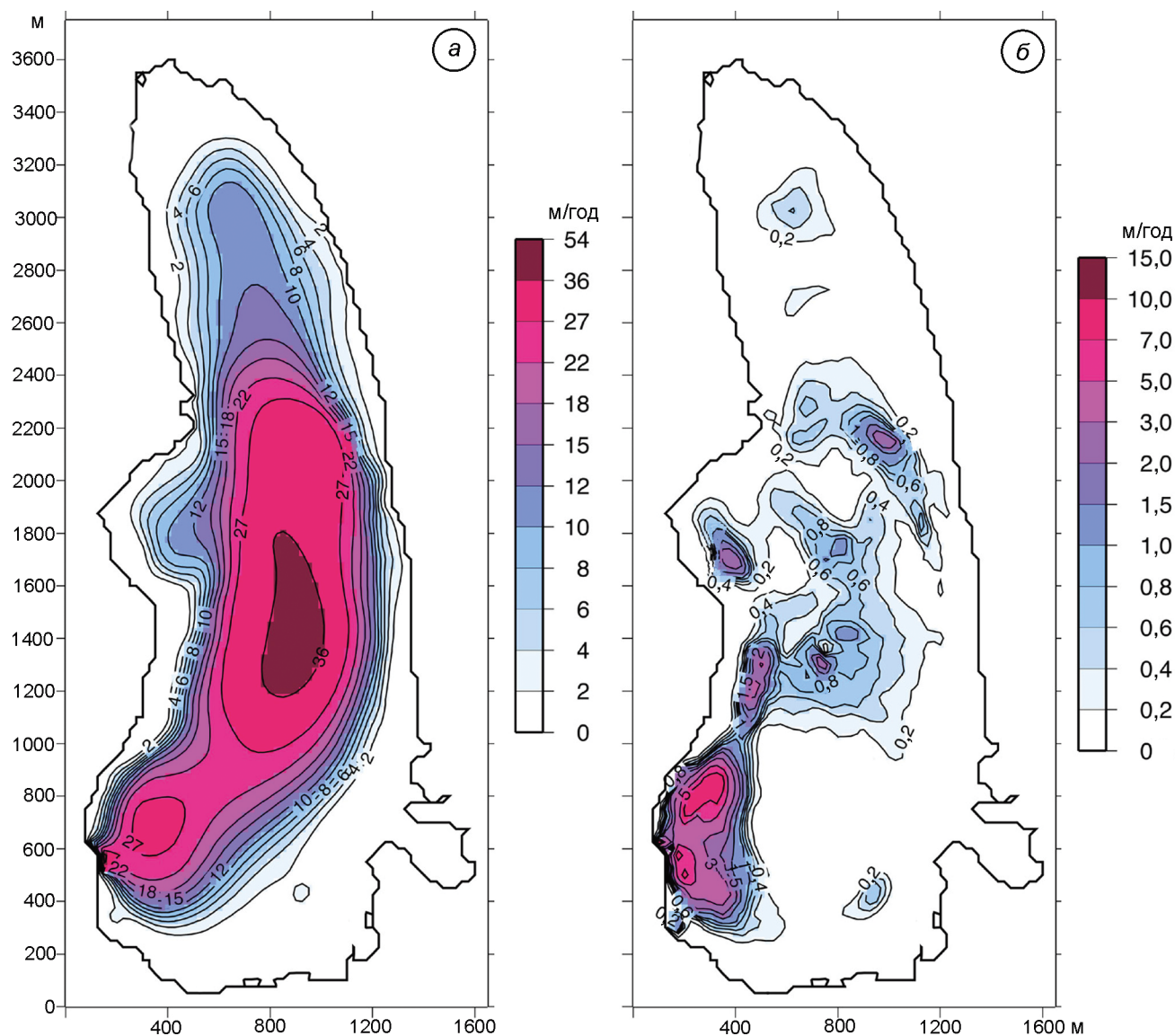


Рис. 6. Модельные поля скорости течения ледника Марух, м год⁻¹:

a – поверхностная; *б* – базальная

Fig. 6. Modelled fields of ice flow of the Marukh Glacier, m yr⁻¹:

a – surface; *б* – basal

токов турбулентного тепла в балансовом блоке, поэтому вести дополнительную калибровку c_0 и c_1 было нецелесообразно.

Для определения оптимальных значений α_{snow} , α_{ice} и γ_r были рассчитаны поля суммарной за балансовый год аккумуляции и абляции, нормированные на средние значения по области, занятой льдом. Безразмерный нормированный баланс массы рассчитывался как разница между аккумуляцией и абляцией. Далее поля нормированного баланса, рассчитанные в 686 тестовых экспериментах, сопоставлялись с

аналогичным полем, рассчитанным по данным наблюдений [1]. В отличие от полей скорости течения, нормированные значения удельного баланса массы даны (хотя и в графическом виде, первоначальные записи утрачены) не в диапазонах значений, а в конкретных цифрах, привязанных к конкретным координатам. Это позволяет применить метод подбора параметров модели, используя принцип минимума СКО. В результате сопоставления модельных и расчётных полей минимальная СКО (0,32) была найдена для пары значений $\alpha_{snow} = 0,86$, $\alpha_{ice} = 0,49$ и

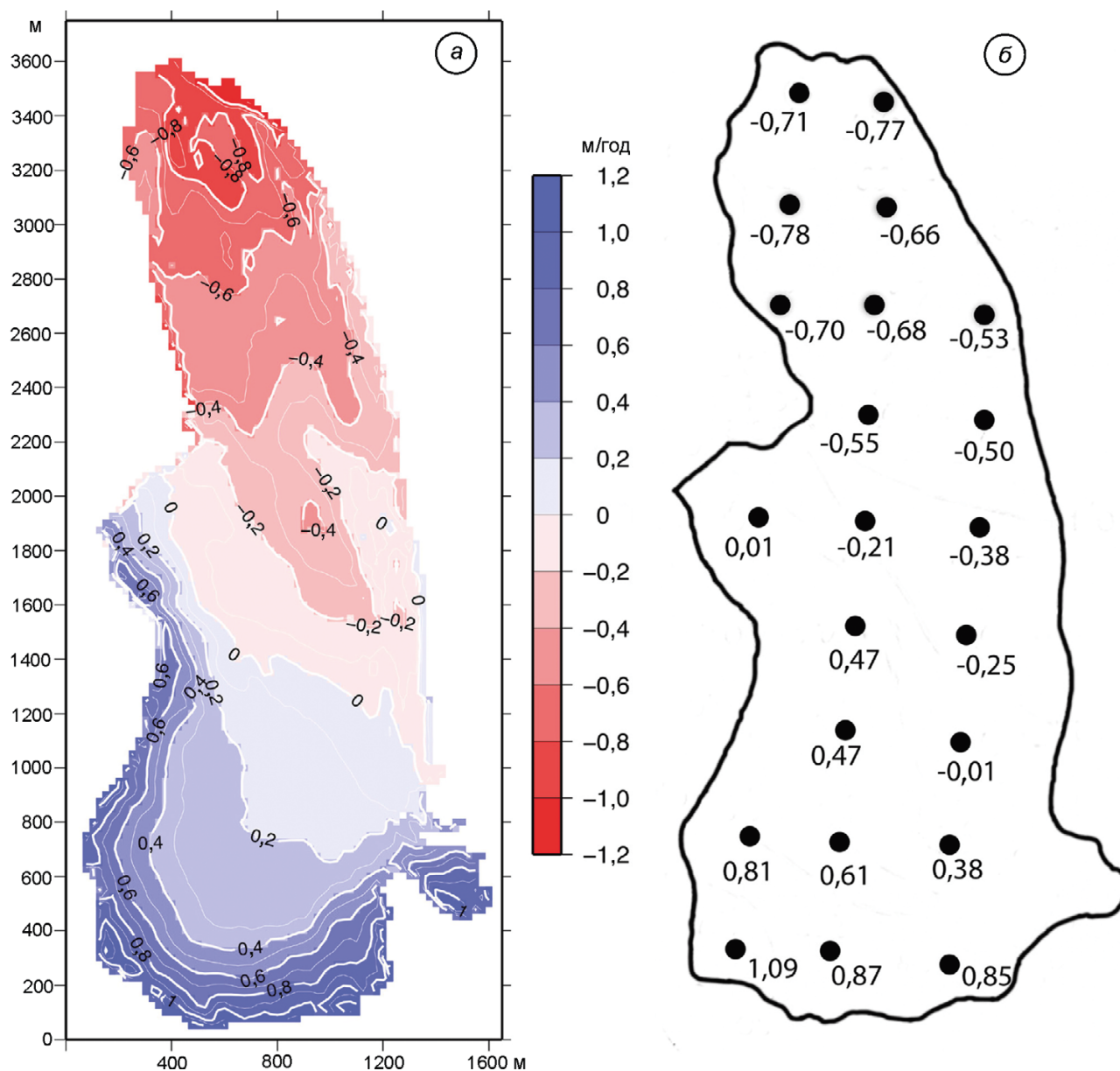


Рис. 7. Нормированные поля баланса массы ледника Марух в водном эквиваленте, м год⁻¹:

a – рассчитанное в модели; *б* – рассчитанное по наблюдаемым данным – адаптировано из [1]

Fig. 7. Normalized surface mass balance fields of the Marukh Glacier, m year⁻¹ in water equivalent:

a – calculated in the model; *b* – calculated basing on observations – adapted from [1]

$\gamma_p = 0,035$ мм день⁻¹ м⁻¹ (рис. 7). Заметим, что в работе [13] для ледника Мортерач используются $\alpha_{snow} = 0,78$, а $\alpha_{ice} = 0,37$.

Заключительные замечания

Мы рассмотрели результаты численных экспериментов с математической моделью ледника Марух на Западном Кавказе. Используемая в модели аппроксимация уравнений течения льда,

по сути дела, компромисс, позволяющий при относительно небольших затратах вычислительных ресурсов учесть почти все виды напряжений, действующих в горном леднике. Практическое приложение модели к реконструкции и прогнозу динамики конкретного ледника или группы ледников требует настройки (калибровки) некоторых модельных параметров в динамическом и балансовом блоках с учётом данных наблюдений. В работе использовано преимуще-

ство ледника Марух, заключающееся в том, что на протяжении нескольких десятилетий на нём проводились разнообразные более или менее систематические наблюдения, обобщённые в фундаментальной работе [1] и продолжающиеся до настоящего времени.

Небольшие затраты машинного времени при расчётах позволили проводить серии численных экспериментов, в которых тестировались комбинации калибруемых характеристик. Так, в двух сериях численных экспериментов были определены значения ключевых параметров, при использовании которых модель может наиболее реалистично воспроизводить поле скоростей и нормированный баланс массы на поверхности ледника. Настоящую работу следует рассматривать как первую в серии работ, посвящённых динамике и прогнозу эволюции ледников Кавказа в условиях меняющегося климата. Настройка модели на данных исторических наблюдений, полученных на леднике Марух, позволит ставить численные эксперименты по моделированию динамики многочисленных горных ледников в регионе, где наблюдения либо немногочисленны, либо отсутствуют вовсе.

Благодарности. Авторы выражают признательность Х. Зеколлари (H. Zekollari, Vrije Universiteit Brussel) за обсуждение результатов работы и благодарят рецензентов за конструктивные замечания и ценные рекомендации, которые позволили улучшить первоначальный вариант статьи.

Работа поддержана в рамках выполнения Проекта 7.4 Программы фундаментальных исследований Президиума РАН «Оценка геоэкологических опасностей и рисков; снижение их негативных последствий на основе изучения адаптационных процессов» (О.О. Рыбак и Е.А. Рыбак), а также Российским фондом фундаментальных исследований, грант РФФИ 14-05-31466 (П.А. Морозова).

Литература

1. Кренке А.Н., Меншутин В.М., Волошина А.П., Панов В.Д., Бажев А.Б., Бажева В.Я., Балаева В.А., Виноградов О.Н., Воронина Л.С., Гарелик Л.С., Давидович Н.В., Дубинская Н.М., Мачерет Ю.Я., Моисеева Г.П., Псарева Т.В., Тюлина Т.Ю., Фрейндлин Т.С., Хмелевской И.Ф., Чернова Л.П., Шадрин
- на О.В. Ледник Марух (Западный Кавказ). Л.: Гидрометеоздат, 1988. 255 с.
2. Кутузов С.С., Лаврентьев И.И., Мачерет Ю.Я., Петраков Д.А. Изменения ледника Марух с 1945 по 2011 г. // Лёд и Снег. 2012. № 1 (117). С. 123–127.
3. Лурье П.М., Панов В.Д. Изменение современного оледенения северного склона Большого Кавказа в XX в. и прогноз его деградации в XXI в. // Метеорология и гидрология. 2014. № 4. С. 68–76.
4. Панов В.Д. Эволюция оледенения современного Кавказа: Дис. в виде научного доклада на соиск. уч. степ. д-ра геогр. наук. Ростов-на-Дону, Ростовский гос. ун-т, 2001. 58 с.
5. Рыбак О.О., Рыбак Е.А. Алгоритм решения системы уравнений течения льда в трехмерной математической модели // Изв. вузов. Северо-Кавказский регион. Естественные науки. 2010. № 6. С. 117–122.
6. Рыбак О.О., Фюрст Й.Я., Хёбрыхтс Ф. Математическое моделирование течения льда в северо-западной Гренландии и интерпретация данных глубокого бурения на станции NEEM // Лёд и Снег. 2013. № 1 (121). С. 16–25.
7. Blatter H. Velocity and stress fields in grounded glaciers: a simple algorithm for including deviatoric stress gradients // Journ. of Glaciology. 1995. V. 41. № 138. P. 333–344.
8. Elsasser H., Bürki R. Climate change as a threat to tourism in the Alps // Climate Research. 2002. V. 20. P. 253–257. doi:10.3354/cr020253.
9. Fürst J.J., Rybak O., Goelzer H., De Smedt B., de Groen P., Huybrechts P. Improved convergence and stability properties in a three-dimensional higher-order ice sheet model // Geoscientific Model Development. 2011. V. 4. P. 1133–1149.
10. Hindmarsh R.C.A. A numerical comparison of approximations to the Stokes equations used in ice sheet and glacier modelling // Journ. of Geophys. Research. 2004. V. 109 (F1). doi:10.1029/2003JF000065.
11. Hindmarsh R.C.A., Payne A.J. Time-step limits for stable solutions of the ice-sheet equation // Annals of Glaciology. 1996. V. 23. P. 74–85.
12. Khromova T., Nosenko G., Kutuzov S., Muraviev A., Chernova L. Glacier area changes in Northern Eurasia // Environmental Research Letters. 2014. V. 9. P. 1–11.
13. Nemec J., Huybrechts P., Rybak O., Oerlemans J. Reconstruction of the surface mass balance of Morteratschgletscher since 1865 // Annals of Glaciology. 2009. V. 50. P. 126–134.
14. Oerlemans J. Glaciers and Climate change. Rotterdam: A.A. Balkema Publishers, 2001. 148 p.
15. Pattyn F. A new three-dimensional higher-order thermomechanical ice sheet model: Basic sensitivity, ice stream development, and ice flow across subglacial lakes // Journ. of Geophys. Research. 2003. V. 108. doi:10.1029/2002JB002329

16. Press W.H., Teukolsky S.A., Vetterling W.T., Flannery B.P. Numerical Recipes. Cambridge, Cambridge University Press, 1992. 963 p.
17. Radić V., Hock R. Regionally differentiated contribution of mountain glaciers and ice caps to future sea-level rise // Nature Geoscience. 2011. V. 4. P. 91–94. doi:10.1038/ngeo1052.
18. Van der Veen C.J., Whillans I. Force budget: I. theory and numerical methods // Journ. of Glaciology. 1989. V. 35. P. 53–60.
19. Zekollari H., Huybrechts P., Fürst J.J., Rybak O., Eisen O. Calibration of a higher-order 3-D ice flow model of the Morteratsch glacier complex, Engadin, Switzerland // Annals of Glaciology. 2013. V. 54. P. 343–351.

Summary

Current study aims at calibration (finding optimum meanings of free parameters) of a thermomechanical 3-D mathematical model of Marukh Glacier, Western Caucasus. Marukh is often considered as a reference glacier for the vast region, where more or less systematic field observations have been carried out for the last half of

the century. That is why studying of its response on the environmental change is important for understanding of evolution of glaciated areas of the whole Western Caucasus. The mathematical model employed in the paper is an ice flow model of the LMLa type (also usually called Blatter–Pattyn type model). We consider architecture of the model, structure of the major model blocks and links between them. As the input climatic data we utilized daily surface air temperature and daily precipitation rate measured at Klukhorsk Pereval meteorological station averaged over the period of 1959–1967. Optimum meanings of free model parameters were found from a series of numerical experiments and further comparison of the simulation results and field measurements of flow velocities and mass balance performed in 1960–70ies. Established optimum meanings of parameters are close to ones established earlier for the alpine glacier Morteratsch, Switzerland. This paper is the first in the planned series of studies devoted to dynamic modeling of glacier evolution at Caucasus under changing climatic conditions.

Лавинное питание ледника Джанкуат© 2015 г. В.В. Поповнин¹, Т.В. Пылаева²¹Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова; ²Монастырь Марии Магдалены, Иерусалим
*begemotina@hotmail.com***Avalanche feeding of the Djankuat Glacier**V.V. Popovnin¹, T.V. Pylayeva²¹Lomonosov Moscow State University; ²Convent of St. Mary Magdalene, Jerusalem*Статья принята к печати 16 декабря 2014 г.**Аккумуляция, лавинное питание, ледник, снегомерная съёмка, снежная лавина.**Accumulation, avalanche feeding, glacier, snow avalanche, snow depth survey.*

Лавинное питание относится к основным компонентам приходной статьи вещественного баланса ледника. Для ледников, на которых возможны прямые наземные масс-балансовые измерения, предлагается расчётная схема, позволяющая выделить из всей массы накопившегося сезонного снега объём лавинного питания, поступающего из-за пределов ледника. Методика основана на результатах построения поля аккумуляции по итогам проведения снегомерной съёмки на дату максимума сезонного снегонакопления. Одновременно картографируются зоны транзита и конусы выноса лавин (раздельно — зарождающиеся на леднике и приходящие извне). Распознавать точки со снеголавинными отложениями можно на ощупь зондами непосредственно при снегомерном профилировании. Превышение снегозапаса в лавинных точках против норм аккумуляции в морфологических аналогах ледниковой поверхности, находящихся вне зон лавинного воздействия, трактуется и численно параметризуется как привнос лавинного снега. Отмечены недостатки и неоднозначности предлагаемой схемы, а также возможные погрешности количественной оценки доли лавинного питания. Экспериментальный алгоритм был получен на леднике Джанкуат в сезон 1998/99 г., когда аккумуляция минимально отличалась от своего медианного значения за весь 46-летний ряд наблюдений. Доля лавинного питания составила 2,8%, что почти на порядок меньше значений, которые предполагались ранее.

In order to evaluate the contribution of snow avalanches, coming from outside the glacier limits, into the seasonal accumulation, an original algorithm is proposed for glaciers with ongoing terrestrial mass balance programme. It was tested on the Djankuat Glacier, Caucasus. A case study was realized for 1998/99 balance year when accumulation value was the closest to its long-term mean over the 46-year-long monitoring period. Snow avalanche feeding turned out to be only 2.8 per cent of total accumulation that is about an order of magnitude smaller than assumed hitherto.

Постановка задачи

В общеизвестном выражении [4] для приходной составляющей баланса массы ледника b_w (обозначения наши)

$$b_w = X_m \pm P \pm M \pm V \quad (1)$$

лавинное питание V стоит на последнем месте после суммы метелевого переноса M , нарастающих P и твёрдых X_m осадков. Означает ли это, что роль лавинного питания уступает другим компонентам аккумуляции? Разумеется, для каждого ледника характерны индивидуальные пропорции, определяемые, прежде всего, его геоморфологическими и климатологическими особенностями. Более того, эти пропорции ежегодно меняются, отражая естественную нестационарность условий зимнего снегонакопления. Вместе с тем для характеристики процессов внешнего массообмена наиболее изученных ледников количественная оценка доли лавинного питания — задача весьма важная. Она может рассматриваться в двух плоскостях: 1) оценить некую модальную (осреднённую за период мониторинга) величину

лавинной подпитки; 2) установить вариацию этой величины за период мониторинга, уделив особое внимание экстремумам.

Обзор гляциологической литературы показывает, что попыток численно рассчитать объёмы лавинного снега на ледниках крайне мало. В основном преобладают качественные умозаключения: от констатации полного отсутствия лавинного питания на ледниках с положительными формами рельефа (вулканические конусы, плато, купола) и на некоторых малых формах оледенения (ледники на бровках уступов, карнизные ледники) до утверждения о господстве этого источника снега на ледниках туркестанского типа и на многих каровых, присклоновых, ложинных, пещерных и некоторых других типах ледников.

Чаще всего в работах, затрагивающих проблему аккумуляции снега на ледниках, авторы вообще объединяют метелевое и лавинное перераспределение снега без перевода его в какие-либо количественные категории [1, 3]. Так, на Алтае, особенно на леднике Родзевича, лавины *a priori* считаются основным фактором пере-



Рис. 1. Вид на область питания ледника Джанкуат с седловины горы Эльбрус (фото В.Н. Михаленко)
Fig. 1. Djankuat Glacier accumulation area as viewed from Mt. Elbrus saddle (courtesy of V.N. Mikhaleenko)

распределения снега [8]. На леднике Шумского (Джунгарский Алатау) аномалии максимальных снегозапасов у подножия тыловых стен цирков, по П.А. Черкасову [12], обязаны отложениям снежных лавин. Цифровой же формат обычно касается лишь фоновых показателей. Например, Г.Н. Кравченко [5] оценила колоссальное влияние лавин на перераспределение снега в Заилийском Алатау, где для ряда условий до 60% снегозапасов вовлекается в лавинную деятельность. В.Д. Панов [9] разделил ледники Кавказа на две группы по условиям лавинного питания: 1) у висячих, карово-висячих, висячих долинных и ледников конических вершин лавинное питание незначительно и обычно не превышает 5% средней аккумуляции; 2) у сложных долинных, присклоновых, каровых и висячих каровых эта доля составляет 10–30%, а в особо благоприятных условиях может достигать 50–60%. Отдельные индивидуальные количественные оценки доли лавинного питания [7, 11 и др.] часто даются лишь ориентировочно и несколько умозрительно или основаны на косвенных посылах.

Основная причина недостатка достоверных экспериментальных данных состоит в том, что при стандартном определении b_w в ходе весенних снегомерных работ на ледниках (на дату максимума сезонных снегозапасов) не существует универсальной методики вычленения из

измеренной величины параметра V . В данной статье предлагается подход, использование которого позволило нам определить долю лавинного питания на кавказском леднике Джанкуат.

Объект исследования

Расположенный в верховьях долины р. Адыл-Су (бассейн р. Баксан), в Приэльбрусье (рис. 1), долинный ледник Джанкуат площадью около 3 км² [6] — один из наиболее изученных с масс-балансовых позиций не только в России, но и в мире. Непрерывный ряд вычисленных по итогам прямых измерений величин каждой из статей баланса массы начинается с 1968 г., а с 1977 г. результаты весенних снегосъёмок регулярно наносятся на топографическую основу. Как мы покажем далее, именно построение полей аккумуляции в крупном масштабе — непременное условие и ключ к решению сформулированной задачи.

Понятие лавинного питания

До изложения расчётного алгоритма необходимо чётко определить, что считать лавинным питанием. С масс-балансовой позиции под этим понятием подразумевают массу снега, дополнительно перенесённого гравитационными про-

цессами на поверхность ледника из-за его пределов после начальной седиментации твёрдых атмосферных осадков. В эту категорию попадает снег, оказавшийся на леднике в результате транспортировки как каноническими снежными лавинами, так и гораздо менее динамичными процессами, также вызванными силой тяжести, — снежными ручейками (явление это присуще главным образом сухому снегу и происходит на крутой облицовке ледникового бассейна практически одновременно с отложением снега или вскоре после отложения) и даже вязкопластическим сползанием снега в процессе его диагенеза с окружающих скал на ледник. Принципиально важно, что понятие лавинного питания, независимо от механизма транспортировки, относится исключительно к поступлению избыточного снега на ледник с неледниковых поверхностей или с поверхности иных ледников. В этом контексте происходящее весьма часто гравитационное перераспределение вещества с крутых участков на более пологие в пределах одного ледника, пусть даже в виде классических лавин, рассматриваться в качестве лавинного питания не может. Оно приводит лишь к перемещению вещества, уже отложенного на ледник, из одних зон в другие, но не увеличивает приходную статью баланса массы, понимаемую как поступление вещества исключительно извне. Кроме того, снегозапасы не на всех участках ледника, подверженных воздействию лавин (независимо, где зародившихся, — на леднике или за его пределами), следует относить к категории лавинного питания. Совершенно очевидно, что воздействие лавин на местность может иметь как аккумулятивный, так и эродирующий характер, поэтому зоны преимущественного транзита снежных лавин также следует исключить из рассмотрения.

На момент формирования зимнего баланса b_w (в идеале совпадает со временем проведения весенней снегосъёмки) всю площадь ледника можно разделить на пять типов поверхности по характеру вовлечённости в процессы снеговой лавинной деятельности: *A* — зоны транзита лавин, зарождающихся на леднике; *B* — шлейфы и конусы выноса лавин, зарождающихся на леднике; *C* — зоны транзита лавин, обрушивающихся на ледник из-за его пределов; *D* — шлейфы и конусы выноса лавин, обрушивающихся на ледник из-за его пределов; *E* — участки, не за-

трагиваемые лавинной деятельностью. Таким образом, вся масса снега, отвечающая категории лавинного питания, концентрируется исключительно на площади, представленной типом *D*. Из этого, впрочем, не следует, что итоговая аккумуляция снега на поверхности *D* тождественна лавинному питанию ледника. Снежный покров на этих участках представлен конгломератом из лавинного снега, снесённого сверху, и снега, отложенного обычным путём, т.е. выпавшим на площадь *D* во время снегопадов и представляющим собой компонент X_m выражения (1). Количественное разделение сформировавшейся на участках типа *D* снежной толщи на эти две генетические категории снега — один из ключевых моментов при оценке доли лавинного питания.

Расчётная схема

Концептуально этапность действий при решении поставленной задачи можно представить в виде отдельных этапов (рис. 2).

1. Прежде всего необходимо построить карту максимальных сезонных снегозапасов b_w , охватывающую всю площадь ледника. Основная часть карты строится по материалам стандартных весенних снегомерных съёмок, изначально выполненных в период максимума снегозапасов либо впоследствии приведённых на эту дату. Промерные пункты наносятся на карту масштаба 1:10 000 непосредственно в поле или по результатам GPS-съёмок — первоначально в форме пунсонов со сквозной нумерацией (см. рис. 2, *a*), которая позже, после ввода всех методических поправок, заменяется на значения водного эквивалента аккумуляции b_w (см. рис. 2, *б*). Доля участков, недоступных для прямых промеров, в разные годы на леднике Джанкуат варьирует, но обычно не превышает 10% площади. Значения b_w на эти участки экстраполируются на весь период абляции путём дальнейшего мониторинга покрытости ледника сезонным снегом (т.е. динамики его полного схода и внутрисезонной миграции снеговой линии), а также на основе многолетнего подобия полей b_w [10].

2. Далее необходимо картографирование зоны воздействия лавин в исследуемом зимнем сезоне. Ещё на стадии снегосъёмки в каждом промерном пункте кроме толщины снежного покрова h фиксируется тип снежной толщи — чисто

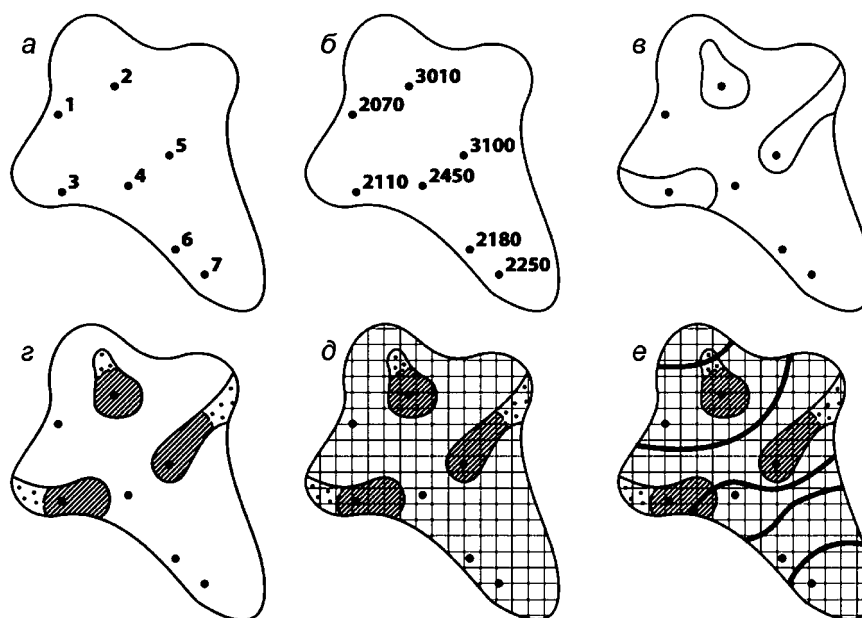


Рис. 2. Этапность схемы расчётов лавинного питания ледника.

Пояснения см. в тексте

Fig. 2. Stages of the calculation scheme for estimating avalanche feeding of a glacier.

See explanations in the text

атмосферно-седиментационный или лавинный. На практике пункт к участку воздействия лавин относится как на основе прямых, так и косвенных признаков. К прямым признакам, прежде всего, относятся характерные формы ледникового мезорельефа: скопления масс снега в виде отдельных куч, конусов, валов и шлейфов, тяготеющих к подножиям склонов и заметно возвышающихся (вплоть до нескольких метров) над окружающими заснеженными участками ледника. Если лавина сошла незадолго до снегосъёмки, то на её сход указывает и тип снежной поверхности: комковатая структура с многочисленными вкраплениями льда и литогенных отдельностей однозначно свидетельствует о лавинном генезисе толщи. Если на поверхности оказывается внешне не нарушенный снежный покров, то косвенными признаками воздействия лавинных процессов в течение прошедшей зимы служат главным образом структурные особенности снежной толщи, которые можно определить при зондировании снега металлическими шупами. Лавинную толщу протыкают шупами по-особому: в таких пунктах абсолютно не прослеживается естественная стратификация, шаблон которой даёт предварительное опытное зондирование в окрестностях шурфа. Исполнителя-

ми снегомерных работ этот шаблон ощущается тактильно: можно лишь примерно ожидать, на какой глубине (в какой части разреза) шуп наткнётся на мощный ледяной прослой или встретит горизонт разрыхления и в какой последовательности эти стратиграфические элементы будут сменять друг друга в толще h .

Лавинные точки отличаются легко определяемой на ощупь хаотичностью внутреннего строения снежной толщи, а характерные «отлипы» и толчки при протыкании дискретных глыб смёрзшегося снежно-ледяного конгломерата дополнительно указывают на снег лавинного перераспределения. Поскольку все точки снегомерной съёмки, включая идентифицированные как лавинные, наносятся на топографическую основу в процессе самого профилирования (этап 1), можно определить, какие участки ледниковой поверхности оказались в зоне воздействия лавин в данном году (см. рис. 2, в). Окончательному оконтуриванию участков воздействия лавин способствуют и фотоматериалы, которые помогают охарактеризовать лавинную деятельность на недоступных частях ледника.

3. Как отмечалось ранее, данные не по всем участкам, испытавшим воздействие снежных лавин, следует учитывать при вычислении ла-

винного питания. Вся поверхность ледника должна быть разбита на введенные выше пять типов местности $A-E$ (см. рис. 2, z). Напомним, что лавинное питание присутствует только на участках типа D . Разделение зон воздействия лавин, зародившихся на леднике ($A + B$) и пришедших из-за его пределов ($C + D$), происходит на основе тщательного геоморфологического анализа конкретных лавинных аппаратов. Неоднократные визуальные наблюдения убеждают нас, что на леднике Джанкуат преобладают лавины, формирующиеся на скальной облицовке, обрамляющей ледниковое тело. Однако его ступенеобразный продольный профиль, а также крутые участки ледника, спускающиеся непосредственно с водораздельных гребней, создают предпосылки для соскальзывания кое-где и снега, отложенного уже на площади ледника. Ещё раз отметим, что к лавинному питанию подобные лавины отношения не имеют.

4. Наложение контуров градации D (этап 3) на составленную карту b_w (этап 1) позволяет вычислить водный эквивалент аккумуляции в пределах границ конусов выноса тех лавин, которые пришли из-за пределов ледника. На современном уровне эта задача должна решаться с использованием прикладных картографических программных пакетов типа ArcGIS или MapInfo, предназначенных для автоматизированной количественной обработки изолинейных карт. Однако в более простом варианте, который применялся на леднике Джанкуат ещё до появления GIS-технологий, на данном этапе расчётной схемы составляется выборка значений b_w в пределах контуров ледниковой поверхности типа D по узлам регулярной сетки, набрасываемой на континуальное поле аккумуляции (см. рис. 2, d). Этот принцип обработки данных, введенный в методику масс-балансовых расчётов на леднике Джанкуат уже довольно давно [10] с целью объективизации результатов измерений, на практике реализуется при помощи сетки со стороной квадратов 50 м на местности, жёстко закреплённой в пространстве. Число узлов сетки может изменяться при очередном обновлении топографической основы из-за естественных колебаний границ ледника. Для иллюстрации вычислений в данной работе используется сетка 1996 г., имеющая в пределах всего ледника 1158 узлов. Доля узлов, попадающих в градацию D , разумеется, будет изменяться

из года в год в зависимости от масштабов снеговывалочных процессов в текущем сезоне.

5. Водозапас b_w (мм в.э.) сезонного снежного покрова в любой точке участка D в общем случае будет состоять не только из аккумуляции за счёт лавинной подпитки V : там, как и на всех прочих нелавинных участках ледника, будут накапливаться твёрдые атмосферные осадки и метелевый снег. Таким образом, для любой точки ледника будет правомерна формула

$$b_w = A_0 + V, \quad (2)$$

где под A_0 следует понимать фоновую аккумуляцию в результате не только выпадения атмосферного снега, но и всех процессов его син- и эпигенетического перераспределения нелавинного генезиса. Поэтому для параметризации искомой величины V необходим поиск путей решения уравнения с двумя неизвестными в правой части. Эта задача решается в масштабе ряда ограниченных по площади секторов ледника со сходной морфометрией, в пределах которых встречаются участки как подверженные, так и не подверженные воздействию лавин (см. рис. 2, e). Единство морфометрии (в первую очередь, абсолютной высоты, угла наклона и экспозиции) позволяет допустить, что $A_0 = const$ во всех точках такого сектора. В этом случае на участках, не затронутых лавинной деятельностью, будет соблюдаться равенство $b_w = A_0$, и, следовательно, для определения лавинного питания V в каждой точке внутри градации D следует из величины b_w вычесть фоновое значение A_0 , которое определяется по снегомерным данным для градации E из того же сектора.

На леднике Джанкуат роль таких секторов, характеризующихся единством условий седиментации снега, в первом приближении могут играть высотно-морфологические зоны, используемые с самого начала мониторинга в 1967/68 г. [2, 6] именно для систематизации масс-балансовых показателей по дробным участкам ледниковой поверхности, внутри которых параметры распределены относительно однородно, а вертикальные вариации не превышают горизонтальных. В пределах этих зон зависимость балансового параметра от высоты не будет превышать величину среднего отклонения параметра в зоне. Традиционная система насчитывает 13 высотно-морфологических зон

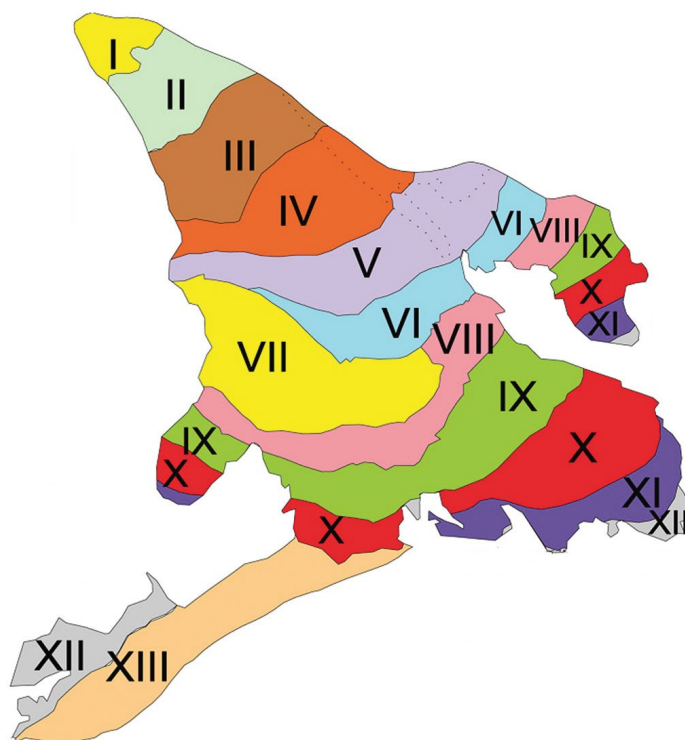


Рис. 3. Система высотно-морфологических зон ледника Джанкуат на топооснове 1999 г.

Fig. 3. The pattern of alti-morphological zones on the Djankuat Glacier status 1999

К расчёту общего объёма лавинных отложений на леднике Джанкуат в 1998/99 г.*

Высотно-морфологические зоны	Площадь, км ²	Общее число узлов сетки в ВМЗ	Число узлов сетки с лавинными отложениями	Доля лавинных участков, % площади ВМЗ	Фоновая аккумуляция, мм в.э.	Лавинное питание в слое воды, мм в.э.	Объём лавинных отложений, м ³
I	0,053	22	0	0,0	1210	0	0
II	0,128	54	0	0,0	1320	0	0
III	0,198	86	3	3,5	1519	624	4620
IV	0,231	89	4	4,4	1848	542	5349
V	0,280	115	15	13,0	2189	712	26 350
VI	0,181	75	14	18,7	2036	524	18 099
VII	0,309	124	29	23,2	2977	668	47 794
VIII	0,245	98	25	25,5	2534	229	14 125
IX	0,351	143	35	24,5	2459	291	26 564
X	0,348	140	22	15,7	2610	192	10 421
XI	0,152	56	15	26,8	3542	278	10 288
XII	0,119	51	6	11,8	1301	1774	26 261
XIII	0,262	105	1	1,0	3806	374	923
Весь ледник	2,857	1158	169	14,6	2431	458	190 794

*ВМЗ – высотно-морфологические зоны.

(I–XIII) (рис. 3), нумерация которых j в целом отвечает набору высоты (таблица). Таким образом, в итоге процедуры вычитания фоновой аккумуляции из измеренной в каждой промер-

ной точке, попадающей в градицию D , устанавливается водный эквивалент лавинного снега, т.е. локальная величина лавинного питания V в удельных единицах измерения.

6. Для оценки общего количества снега — отдельно лавинного питания и суммарной аккумуляции — удельные единицы (мм слоя воды или г/см²) требуется перевести в валовые, т.е. в меры объёма или массы. Это делается путём их умножения на значения соответствующих площадей. Удобнее всего вести расчёт для каждой высотно-морфологической зоны. Площади участков D в них (этап 3) определяются стандартными планиметрическими приёмами, а произведение их со среднезональным водным эквивалентом V_j (этап 5) представляет собой не что иное, как массу лавинной подпитки в данной зоне. Чтобы получить массу снега, перенесённого лавинами на ледник в целом (т.е. собственно лавинное питание V в абсолютном исчислении), следует просуммировать эти значения по всем высотно-морфологическим зонам. Будучи соотнесённой с суммарной аккумуляцией по всему леднику, также выраженной в валовых единицах, эта величина будет характеризовать искомую долю лавинного питания в приходной статье вещественного баланса данного года.

Дискуссия

Разумеется, как и любой расчётный алгоритм, предлагаемая здесь схема не свободна от недостатков и допущений. Сразу отметим дискуссионные её положения. Первая неоднозначность возникает уже на начальном этапе (этап 1), когда строится карта аккумуляции ледника. Наиболее уязвимый момент этой процедуры — экстраполяция измеренных величин на недоступные участки, главным образом используя свойства подобия полей во времени. Именно к таким участкам прежде всего и относятся зоны транзита лавинных аппаратов, от правильности отнесения на которые косвенных оценок снегозапасов во многом зависит итоговое значение искомой доли лавинного питания ледника.

Необходимой предпосылкой минимизации погрешности должна стать либо представительная многолетняя статистика полей аккумуляции (удел объектов длительного и детального мониторинга), либо требование тщательного и достаточно частого картографирования динамики снеговой линии на леднике в течение всего периода абляции. На таких хорошо изученных ледниках, как Джанкуат, точность экстраполяции может быть охарактеризована хотя бы коэффи-

циентом вариации значений приведённой (относительно общеледниковой или зональной) аккумуляции c_v в узлах регулярной сетки за период построения карт [10]. По отношению к нелавинноопасным участкам ледниковой поверхности структура поля аккумуляции здесь менее устойчива во времени. Тем не менее, несмотря на то, что значения c_v тут могут достигать величин 0,8–1,0 (а в отдельных узлах даже > 1,0), они в основном лишь незначительно превышают величину c_v для точек внутри ареалов прямых измерений при снегосъёмке, тем самым не девальвируя в целом принцип подобия полей.

В процессе оконтуривания лавинных отложений (этап 2) возможны ошибки любого знака при параметризации площадей, затронутых снеголавинными процессами. Для распознавания на ощупь лавинных свит внутри снежного покрова в ходе зондирования требуется опыт. Пожалуй, именно на этой стадии вероятен самый серьёзный источник ошибок, если не уделить должного внимания и пропустить маломощную лавинную свиту в промерной точке, попадающей куда-нибудь на периферию перекрытого атмосферным снегом конуса выноса, что вполне возможно даже для опытного специалиста. В некоторой степени в этой ситуации помогает методическая рекомендация, согласно которой перед снегосъёмкой необходим обязательный тренинг зондирования рядом с ближайшим шурфом, заложенным в заведомо не лавинном снегу. Укоренившиеся ощущения о стратификации ненарушенного снежного покрова при его пенетрации шупом в дальнейшем дадут знать, если при снегомерном профилировании будет встречена толща с заметными стратиграфическими отклонениями от шаблона. Однако и в случае идеального распознавания «лавинного/нелавинного» снега может возникнуть погрешность интерполяционного оконтуривания зон воздействия лавин на карте, если система промерных точек неадекватно редка. При более или менее равномерном их расположении в пределах любой высотно-морфологической зоны ледника необходимо выполнение условия густоты промерной сети

$$\Delta = \sigma/N^{0,5}, \quad (3)$$

где Δ — точность снегомерных промеров, полагаемая обычно равной 5 см; σ — среднеквадратическое отклонение величин измеренных снегозапа-

сов в пределах конкретной высотно-морфологической зоны; N — адекватное число промерных пунктов в ней.

При выделении типов ледниковой поверхности $A-D$ (этап 3) обычно не составляет труда разделить зоны воздействия лавин, зародившихся в пределах ледника (A и B) и пришедших извне (C и D). Гораздо более проблематично выделить внутри каждого лавинного аппарата зоны транзита (A и C) и отложения (B и D). Кроме того, в зависимости от размеров лавин и дальности их выброса иногда части конуса выноса небольших лавин могут выступать в качестве зон транзита более крупных лавин. Выполняя это разграничение в полевых условиях преимущественно экспертным путём, исходя из морфологии поверхности ледника и ориентируясь в основном на некие усреднённые размеры, положение пунктов на рис. 2, z становится подверженным субъективным ошибкам. Некоторой проверкой служат соотношения между измеренными величинами снегозапасов по отношению к фоновому по высотно-морфологическим зонам: на конусах выноса значения b_w должны превышать фоновые по нелавинной части, соответствующей высотно-морфологическим зонам. Поэтому, если в пределах контура, изначально отнесённого экспертным путём в градацию D , встречается обратное соотношение, то это указывает на ошибку в разграничении зон транзита и отложения и требует корректировки при картографическом отображении пунктирной линии на рис. 2, z : такие точки переводятся в зону транзита лавин и из расчёта лавинного питания исключаются.

Расчётная схема не позволяет аргументированно обосновать правомерность такой отбраковки, поскольку соотносит измеренный снегозапас в каждой конкретной точке со средним по высотно-морфологической зоне, полагая (этап 5), что по всей высотно-морфологической зоне нелавинные участки должны характеризоваться одинаковым количеством снега A_0 . На практике это допущение не выдерживается, так как единство морфологии в пределах каждой зоны весьма относительно, и отложение снега в ней обусловлено не только морфологическими свойствами территории. Тем не менее стремление к избыточной дробности деления ледника на более мелкие, но более однородные зоны свело бы задачу к необходимости снижения размеров

элементарной пространственной ячейки (этап 4) и соответственно шага снегосъёмки, что привело бы к росту трудозатрат не только на полевом, но и на камеральном этапе. Очевидно, это — классический случай задачи научного компромисса.

Оценка водного эквивалента аккумуляции в лавинных точках (этап 5) для корректного пересчёта в валовые величины (этап 6) исходит из стандартного соотношения $b_w = \rho h$, однако значение интегральной по вертикали плотности ρ сезонного снежного покрова из опорных шурфов здесь неприменимо — для лавинного и не лавинного снега они редко совпадают. Вместе с тем оперировать специфическим значением плотности лавинного снега ρ_V приходится постоянно, начиная с построения поля аккумуляции (этап 1). Прямые измерения интегральной по вертикали плотности лавинного снега на ледниках чрезвычайно редки, так как шурфование конусов выноса на стадии максимальных снегозапасов противоречит требованиям техники безопасности при полевых работах. За все 46 лет мониторинга ледника Джанкуат полная весенняя денсиметрия лавинных конусов выноса в шурфах выполнена лишь дважды. В обоих случаях вычисления привели к одинаковой величине $\rho_V = 0,56 \text{ г/см}^3$.

Опыт показывает, что лавинный снег к концу периода аккумуляции может быть как плотнее, так и рыхлее ненарушенной толщи: с одной стороны, перемещение вещества под давлением приводит к компрессионной метаморфизации транспортируемого снега, с другой — итоговая комковатая структура снеголавинных отложений (рис. 4) предопределяет наличие пустот внутри сезонной пачки, что уменьшает интегральную плотность. Однако в большинстве случаев значение ρ_V оказывается выше плотности нелавинного снега на леднике, обычно варьирующей на стадии максимальных снегозапасов в диапазоне $0,46-0,54 \text{ г/см}^3$. Из-за соображений безопасности приходится избегать регулярной закладки шурфов на конусах выноса в это время, поэтому величину $\rho_V = 0,56 \text{ г/см}^3$ на ледника Джанкуат вынужденно считают константой и применяют при вычислении b_w ко всем значениям h , регистрируемым в промерных точках при пересечении лавинного аппарата снегомерным профилем. Допущение о постоянстве ρ_V из года в год лишено приемлемой статистической достоверности и также увеличи-



Рис. 4. Комковатый характер лавинных отложений на VI высотно-морфологической зоне ледника Джанкуат. Фото Я.Е. Сергиевской

Fig. 4. Cloddy structure of avalanche deposits: VI alti-morphological zone of the Djankuat Glacier. Courtesy of Ya.Ye. Sergiyevskaya

ваит погрешность расчётов, количественно оценить которую пока невозможно.

Реализация метода: расчёт доли лавинного питания на леднике Джанкуат

Осознавая безусловные недостатки предлагаемой схемы, приходится признать, что в настоящее время такой подход — чуть ли не единственный для параметризации доли лавинной подпитки ледника. Далее мы остановимся на реализации этого подхода в зимний сезон, который минимально отличается от среднееголетней нормы аккумуляции. На леднике Джанкуат среднее значение аккумуляции с 1967/68 г. сейчас составляет 2450 мм при вариации от 1650 мм (1982/83 г.) до 4000 мм (1986/87 г.). Наименьшим отклонением от нормы характеризуется 1998/99 г., когда приходный компонент баланса массы был равен 2430 мм. Проиллюстрируем расчёт доли лавинного питания на примере этого сезона, типичного, по меркам внешнего массообмена ледника, за последние полвека.

Лавинные отложения в 1998/99 г., как обычно, отмечались преимущественно у подножия крутого скально-ледового обрамления фирнового бассейна под склонами гор Главного Кав-

казского хребта (Гумачи, Джантуган, скалы Аристовы), непосредственно к югу от основной части ледника, а также под горой Уя-тау, где орографически зарождается правая ветвь ледника (рис. 5). Дальность выбросов снежных лавин была здесь небольшой. На этом фоне исключением выглядит лавина с Джантугана, которая пересекла нижний цирк в высотно-морфологической зоне VII и, преодолев основной ледопад, достигла языка в зоне IV. На самих ледопадных участках, а также на крутых взлётах ледника, достигающих пригребневой зоны, зарождались лавины перераспределения вещества, не входящие в лавинное питание.

Лавинные процессы в 1998/99 балансовом году затронули на леднике Джанкуат все высотно-морфологические зоны с $j > 2$. Что же касается площадей, где были накоплены лавинные массы, то в процентном отношении эти процессы преобладали в средних и верхних зонах: в VII—IX и XI высотно-морфологических зонах примерно четверть поверхности испытала воздействие снежных лавин. Правда, масса лавинного материала, перенесённого извне и играющего роль независимого источника прихода вещества на ледник, т.е. компонента I из уравнения (1), была далеко не одинаковой в этих зонах.

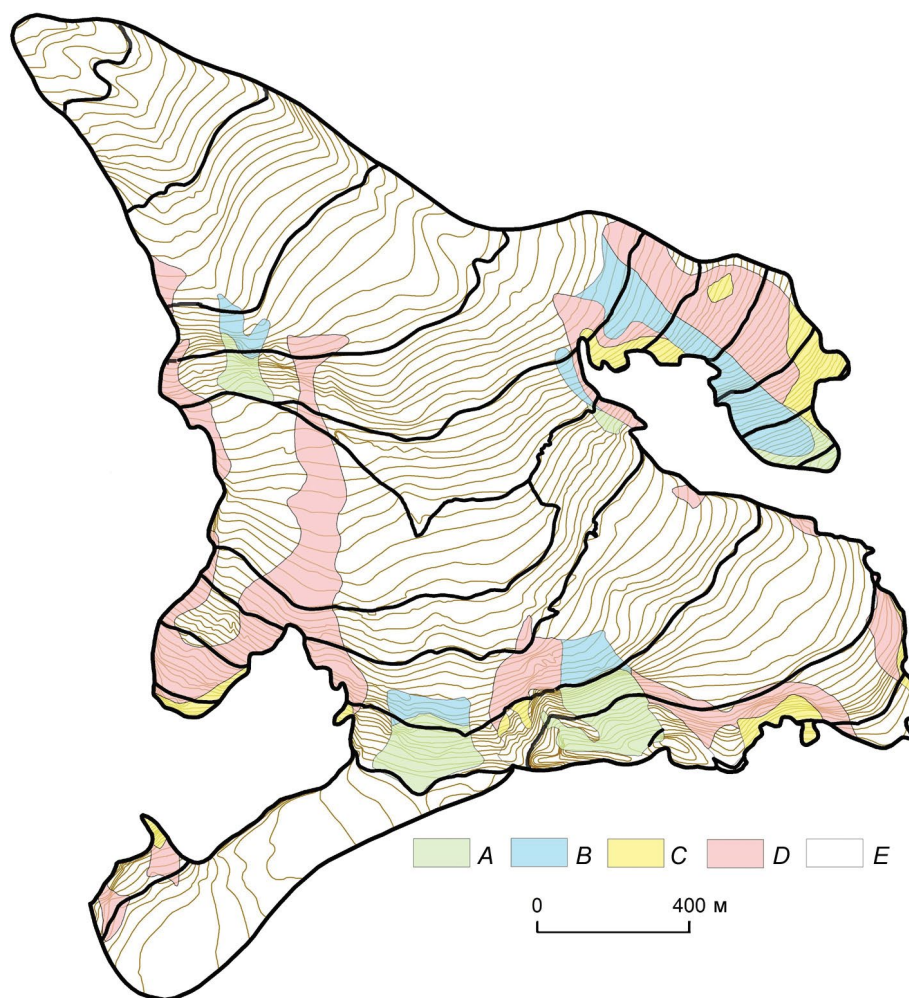


Рис. 5. Типы поверхности ледника Джанкуат применительно к снеголавинной деятельности в 1998/99 г.:

A – зоны транзита лавин, сформированных в пределах ледника; *B* – отложения лавин, сформированных в пределах ледника; *C* – зоны транзита лавин из-за пределов ледника; *D* – отложения лавин из-за пределов ледника; *E* – участки вне зон воздействия лавин

Fig. 5. Surface classes of the Djankuat Glacier in 1998/99 relevant to snow avalanche activity:

A – transit zones of snow avalanches, formed within the glacier; *B* – deposits of snow avalanches, formed within the glacier; *C* – transit zones of snow avalanches, formed outside the glacier; *D* – deposits of snow avalanches, formed outside the glacier; *E* – areas outside the zones of snow avalanche impact

Анализ показывает, что больше всего подвержена лавинному питанию VII высотно-морфологическая зона. Занимая выположенный участок ледника на высоте 3200–3250 м (нижний цирк), она находится в зоне воздействия наиболее мощных лавин со склонов горы Джантуган. Именно здесь площадь скальных выступов неледниковой обрамления фирнового бассейна, приходящаяся на погонный километр поперечной границы ледника, наибольшая по всему периметру Джанкуата, что и означает локально повышенный потенциал лавинной подпитки с этого склона. Внушительные карнизы, ежегод-

но надуваемые ветрами южных румбов на гребне Джантугана, создают дополнительный ресурс лавинной угрозы, и не случайно отложения самых крупных лавин регистрируются именно у его подножия, в VII зоне. Следствие такой избыточной подпитки – приуроченность локальных максимумов итоговой аккумуляции по всей площади ледника (и по параметру b_w , и по параметру h) именно к нижнему цирку.

Другая высотно-морфологическая зона, также отличающаяся повышенным воздействием лавин, – V (рис. 6). Здесь участки сосредоточения лавинных масс тяготеют к подножию

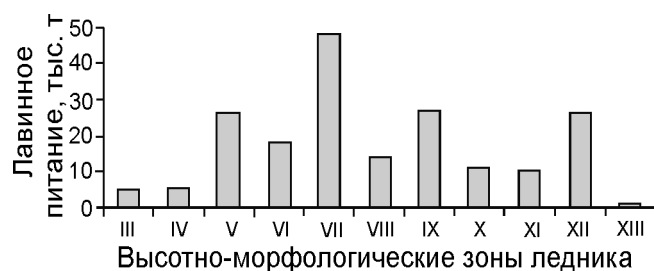


Рис. 6. Лавинное питание ледника Джанкуат в 1998/99 балансовом году по высотно-морфологическим зонам (в категориях массы снега)

Fig. 6. Avalanche feeding of the Djankuat Glacier in 1998/99 by alti-morphological zones (in snow mass categories)

горы Уя-тау. По общей массе отложенного здесь лавинного снега V высотно-морфологическая зона почти не уступает зоне VII. Отметим, однако, что в нижнем её цирке аккумулируются снежные массы из-за пределов ледника (т.е. истинно лавинное питание), а у подножия Уя-тау — конусы выноса не только таких лавин, но и тех, которые зародились на крутых верховьях собственно правой ветви горы Джанкуат, не входящие по определению в категорию лавинного питания. Максимальная же мощность лавинной подпитки в удельных единицах отмечена в районе бергшрундов (зона XII). Правда, в этой небольшой зоне участки аккумуляции лавинного снега имеют весьма ограниченную площадь. Тем не менее солидный водный эквивалент на этих участках делает зону XII сопоставимой по абсолютным запасам лавинных масс (см. рис. 6) с зонами V и VII. Именно здесь, а чаще даже в сопредельной высотно-морфологической зоне XI, регистрируются абсолютные экстремумы b_w и h , превосходящие в ряде случаев рекордные снегозапасы в нижнем цирке.

В итоге суммарное количество снега, принесённого лавинами на ледник из-за его пределов, составило в 1998/99 г. 190 794 т. Общая масса снега, отложенного на леднике за зимний сезон 1998/99 г., рассчитывалась как произведение аккумуляции в удельных единицах $b_w = 2430$ мм в.э., площади ортогональной проекции ледника $S = 2,857$ км² и размерных множителей; она составила порядка 6,9 млн т. Отношение же этих величин означает искомую долю лавинного питания, которая для ледника Джанкуат в 1998/99 г. была выведена равной 2,8%.

Заключение

Расчёты показали, что лавинная подпитка на репрезентативном для Центрального Кавказа долинном леднике Джанкуат существенно меньше, чем седиментация твёрдых осадков. Это опровергает интуитивную оценку V , которую на стадии развёртывания регулярного мониторинга несколько десятилетий назад давали в ходе устных дебатов родоначальники наблюдений на леднике Джанкуат. Во всяком случае, значение доли лавинного питания, полученное в настоящее время для выборочного года, среднего по условиям аккумуляции, почти на порядок меньше того, которое считали ранее. Вопрос о соответствии осреднённых условий снежности зимы средним величинам доли лавинного питания неочевиден и, по-видимому, заслуживает дальнейшего исследования, прежде всего в плане получения аналогичных оценок для других лет, отличающихся по объёму выпавшего снега.

Предложенную оригинальную методику количественного определения роли лавин в питании горных ледников пока можно применять лишь там, где по-прежнему используют традиционные детальные наземные снегомерные съёмки. Поэтому вопрос о том, можно ли считать выведенную оценку лавинной подпитки, составляющую первые проценты от суммарной аккумуляции, типичной для других долинных ледников Кавказа, остаётся открытым. Безусловно, индивидуальные морфологические особенности каждого ледника способны привести к совершенно другим показателям. Вместе с тем изложенную схему методических приёмов и расчётных действий можно считать универсальной для применения на ледниках разных типов.

Благодарности. Авторы признательны Я.Е. Сергиевской за критическое осмысление предложенной методики и энтузиазм при внедрении её в практику.

Исследование выполнено в рамках проекта 12-05-00491а РФФИ.

Литература

1. Геткер М.И. Метод расчета максимальных снегозапасов в горно-ледниковых районах для построения карт в Атласе снежно-ледовых ресурсов мира // МГИ. 1981. Вып. 40. С. 133—142.

2. Дюргеров М.Б. Методика определения средней суточной поверхностной абляции ледников // МГИ. 1971. Вып. 18. С. 86–92.
3. Жидков В.А. О распределении снегозапасов в горно-ледниковых бассейнах // МГИ. 1982. Вып. 45. С. 66–70.
4. Котляков В.М. Совместные исследования балансов льда, воды и тепла в репрезентативных ледниковых бассейнах // МГИ. 1973. Вып. 21. С. 206–207.
5. Кравченко Г.Н. Основные факторы распределения снежного покрова на горных склонах // МГИ. 1991. Вып. 72. С. 43–48.
6. Ледник Джанкуат / Под ред. И.Я. Боярского. Л.: Гидрометеиздат, 1978. 184 с.
7. Лосев К.С. Роль лавин в бюджете массы ледников // Тр. ЗАКНИГМИ. 1966. Вып. 20. С. 178–182.
8. Нарожный Ю.К., Никитин С.А., Бородавко П.С. Ледники горного узла Белухи (Алтай): массообмен, динамика и распределение запасов льда // МГИ. 2006. Вып. 101. С. 117–127.
9. Панов В.Д. Эволюция современного оледенения Кавказа. СПб.: Гидрометеиздат, 1993. 432 с.
10. Поповнин В.В. Поле аккумуляции горного ледника // МГИ. 2000. Вып. 88. С. 27–40.
11. Харитонов Г.Г. Методика расчета лавинного питания ледника // МГИ. 1979. Вып. 36. С. 155–159.
12. Черкасов П.А. Расчет годовых сумм атмосферных осадков на поверхности горных ледников в условиях аридного климата (на примере Джунгарского Алатау) // МГИ. 2003. Вып. 95. С. 28–44.

Summary

Snow avalanches, coming from outside the glacier limits, are considered to be among the main sources, composing the income item of a glacier mass balance. However, there are almost no widespread methods to determine quantitatively the role of this process anywhere in the world. An original algorithm for evaluating snow avalanche feeding of an alpine glacier is proposed for glaciers with

ongoing terrestrial mass balance programme. The method is based on mapping maximum seasonal snow accumulation as a result of snow depth survey. Transit and accumulation zones are also to be delimited separately for avalanches conceived within and outside the glacier border. Identification of sites that have been subject to avalanche processes is possible by virtue of tactile sensations in the course of manual snowpack sounding with a metal rod during profiling. Mean avalanche snow density in such points, 0.56 g/cm^3 , has been formerly estimated twice in the course of unique and direct densimetry in snow pits dug within avalanche fans; it is supposed to be constant from year to year. If the estimated water equivalent values in such sites exceed accumulation norms, determined for morphological analogues of non-avalanche glaciated areas nearby, this is treated and numerically parameterized as an avalanche import. Shortcomings and uncertainties of the presented scheme as well as probable errors of quantitative assessment of snow avalanche share are discussed. The experimental algorithm was tested on the Djankuat Glacier, Northern Caucasus, Russia. A case study was realized for 1998/99 balance year when deviation of winter balance (2430 mm w.e.) from its long-term median value (2450 mm w.e.) over the 46-year-long monitoring period was the least. The glacier surface was divided into zones differing by the extent of avalanche activity and by contribution of these processes into the income item of mass balance equation. The amount of snow transported by avalanches onto the glacier surface from surrounding slopes was estimated: it came to 190 794 tons, whereas the mass of overall accumulation in 1989/99 totalled 6,9 mln tons. Hence, snow avalanche feeding turned out to be only 2.8 per cent of total accumulation that is about an order of magnitude smaller than assumed hitherto.

Динамика оледенения в горах юга Восточной Сибири за последние 160 лет© 2015 г. Э.Ю. Осипов¹, О.П. Осипова²¹Лимнологический институт СО РАН, Иркутск; ²Институт географии имени В.Б. Сочавы СО РАН, Иркутск
*eduard@lin.irk.ru***Dynamics of mountain glaciation in the South-Eastern Siberia over the past 160 years**E.Y. Osipov¹, O.P. Osipova²¹Limnological Institute, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, Irkutsk;
²Sochava Institute of Geography, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, Irkutsk*Статья принята к печати 15 сентября 2014 г.**Восточная Сибирь, изменения климата, колебания ледников, малый ледниковый период.
Climate change, East Siberia, glacier fluctuations, Little Ice Age.*

Современное оледенение в горах юга Восточной Сибири сосредоточено в основном на Восточном Саяне, в Байкальском хребте и на Кодаре. Последние детальные исследования ледников были выполнены на материалах аэрофотосъёмки 1950–60-х годов и требуют обновления. С использованием космических снимков среднего и высокого разрешения (Landsat ETM+, Cartosat-1, QuickBird-2, WorldView-1), полученных в 2001–2011 гг., и цифровой модели рельефа SRTM были построены карты для 51 ледника общей площадью около 15 км². По конечно-моренным комплексам с привлечением данных лихенометрии реконструированы границы ледников для времени малого ледникового периода (МЛП). Установлено, что с конца МЛП (середина XIX в.) площадь ледников сократилась в среднем на 59% (или 0,37% за год), а их концы отступили на 550 м (3,5 м/год). Наибольшее сокращение площади установлено для ледников хр. Кодар (62%). В 2001–2011 гг. ледники сокращались на порядок быстрее, чем в 1850–2001 гг., что, вероятно, обусловлено повышением летней температуры воздуха в 1970–2000-х годах. Дегляциация в горах юга Восточной Сибири (особенно на Кодаре) происходила во второй половине XX в. интенсивнее, чем в других районах Сибири.

Changes in areas of glaciers in three South-East Siberian mountainous regions (East Sayan, Baikalsky and Kodar ridges) had been analyzed for the period since end of Little Ice Age (LIA) to the present time (about 160 years). It was determined that since the end of LIA area of these glaciers reduced, on the average, by 59% (or 0.37% per a year), and their termini retreated by 550 m (3.5 m/year). At the second half of 20th century deglaciation in mountains of South-Eastern Siberia proceeded more intensive than in other Siberian regions.

Введение

Баланс массы и объём горных ледников очень чувствительны к изменениям климата, главным образом к колебаниям летней температуры и количеству выпавших твёрдых осадков. После малого ледникового периода (МЛП), примерно с середины XIX в., во многих районах Земли ледники отступали в результате повышения температуры (так называемое «глобальное потепление»). Однако деградация ледников не была линейной: максимальные скорости отступления отмечены в первой половине XX в. и начиная с 1970-х годов [16]. В континентальной Сибири динамика ледников количественно изучалась на Алтае и северо-востоке Сибири [2, 14, 19, 21]. Гораздо меньше данных собрано по изменениям ледников юга Восточной Сибири. Ранее в работе [19] были оценены изменения длины и высоты концов ледников Северной Евразии (включая хр. Кодар) с середины XIX в. до 1950–80-х годов. В данной работе мы попытались количественно оценить изменения ледников в трёх горных районах Байкальской горной

области с конца МЛП по настоящее время на основе картирования ледников и моренных комплексов с использованием данных космической съёмки высокого разрешения.

Районы и объекты исследования

Объекты наших исследований — ледники, расположенные на двух высокогорных массивах Восточного Саяна (гора Мунку-Сардык и гора Топографов) в пределах высочайшего массива Байкальского хребта — горы Черского и в центральной части хр. Кодар (рис. 1). Таким образом, район исследований охватывал высокогорье Байкальской горной области. Гора Мунку-Сардык (3491 м) находится на российско-монгольской границе и представляет собой самую высокую вершину Восточного Саяна. Пик Топографов (3089 м) — самый высокий массив меридионального участка хр. Большой Саян.

Впервые ледники на южном (монгольском) склоне Мунку-Сардыка обнаружены в 1850–70-х годах экспедициями Г.И. Радде и А.Л. Чекановского. Однако первые регулярные

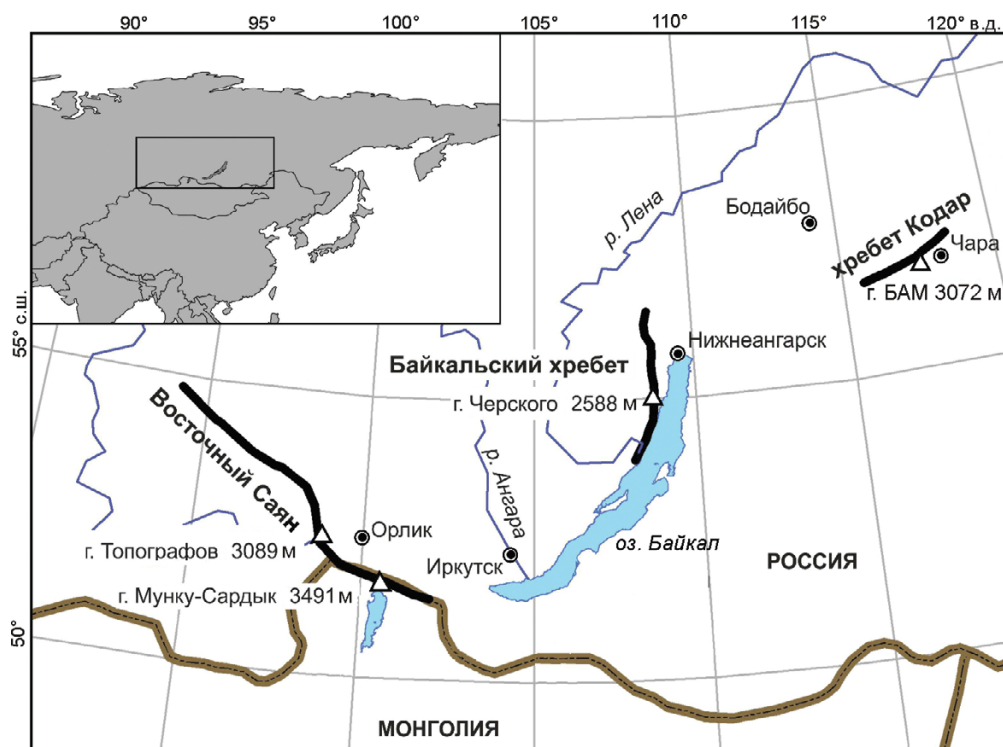


Рис. 1. Район исследований

Fig. 1. Study area

исследования четырёх ледников южного и северного склонов Мунку-Сардыка (общая площадь 1,68 км²) были выполнены С.П. Перетолчинным в 1896–1903 гг. [9]. Позже ледники и моренные комплексы Мунку-Сардыка исследовались Е.В. Максимовым [6] и сотрудниками иркутского Института географии [5]. По данным Каталога ледников СССР [3], основанном на дешифрировании аэрофотоснимков 1953–1958 гг., на массивах Мунку-Сардык и пике Топографов находится 12 ледников общей площадью 7,7 км². Недавно, на основе высокоразрешающих космических снимков 2006–2008 гг., была проведена повторная инвентаризация 13 ледников этих двух массивов общей площадью 5,1 км² [8].

Байкальский хребет простирается вдоль западного побережья оз. Байкал. Его вершины достигают 1900–2200 м. На юго-восточном склоне наивысшего массива этого хребта (гора Черского, 2588 м), в его центральной части, в 1970–80-х годах впервые были обнаружены и исследованы два небольших ледника общей площадью около 0,6 км² [1]. С тех пор инвентаризация ледников не проводилась. Отметим, что эти ледники не были включены ни в Каталог ледни-

ков СССР, ни в Каталог ледников мира (World Glacier Inventory).

Хр. Кодар расположен на северо-восточной окраине Байкальской горной области. Некоторые его вершины достигают 2900 м над ур. моря, наиболее высокая вершина – гора БАМ (3072 м). Ледники хребта расположены в его центральной части (56,8–57,1° с.ш., 117,2–117,7° в.д.). Они были обнаружены относительно недавно и детально изучены в ходе экспедиций В.С. Преображенского в 1958–1959 гг. [11]. По данным Преображенского, оледенение Кодара представлено 31 ледником общей площадью около 15 км². Позже, в Институте географии АН СССР на основе полевых данных и аэрофотоснимков 1948–1963 гг. был составлен Каталог, в который вошли 30 ледников общей площадью около 18,8 км² [4]. На основе материалов аэрофотосъёмки 1963 г. и полевых наблюдений Л.А. Пластинин [10] уточнил данные Каталога. В обновлённом каталоге было 39 ледников общей площадью 15,25 км². Недавние исследования кодарских ледников касались химического состава снега и льда [13], изменения баланса массы [18], морфологии и температурного режима [7]. По-

Характеристика использованных в работе космических снимков

Район	Снимок	Дата съёмки	Пространственное разрешение, м
Мунку-Сардык (Восточный Саян)	Quick Bird-2	29.08.2006	0,6
Пик Топографов (Восточный Саян)	WorldView-1	17.07.2008	0,5
		07.08.2008	
Г. Черского (Байкальский хребет)	WorldView-1	25.08.2011	0,5
Кодар	Cartosat-1 (IRS-P5)	14.08.2009	2,5
	Landsat-7 ETM+	11.07.2001	15–30
	Landsat-7 ETM+	13.08.2002	

следние измерения площади ледников выполнены по снимкам Landsat 2010 г. [20]; в результате закартировано 34 ледника с общей площадью открытого льда 11,72 км².

Материалы и методы

Космические снимки. Для картирования границ современных ледников и их моренных комплексов использованы летние сцены космических изображений WorldView-1, Quick Bird-2, Cartosat-1 и Landsat-7 (сенсор ETM+) с пространственным разрешением от 0,5 до 30 м, сделанные в 2001–2011 гг. (таблица). Все сцены были преобразованы в единую проекцию (UTM, WGS-84) и ортотрансформированы в программе ENVI 3.4 с помощью цифровой модели рельефа SRTM (Shuttle Radar Topographic Mission) и ряда опорных точек, координаты которых измеряли на местности с помощью GPS. Для снимков Landsat в ENVI 3.4 были построены цветосинтезированные изображения (каналы 7–5–3), на которых граница между снегом (льдом) и окружающими горными склонами выражена достаточно чётко [14]. Также использовался панхроматический диапазон (канал 8) Landsat с более высоким пространственным разрешением (15 м).

Картирование ледников и морен. Контуры ледников вручную оцифрованы по космическим снимкам в ГИС ArcView 3.2. Поскольку нижние части ледников часто покрыты моренными отложениями, возникали затруднения, связанные с точным определением границы ледника, поэтому измерялась площадь его открытой поверхности. Для минимизации ошибок использованы данные полевых исследований, а также архивные фотоснимки. На некоторых ледниках их границы измерены с помощью GPS (точность позиционирования ± 5 м). Многолетние снежники, свя-

занные с телами ледников в их верхних частях, включались в их контуры. Границы ледников во время МЛП (~1550–1850 гг.) были реконструированы по моренным отложениям. Незадернованные моренные комплексы хорошо выражены перед фронтом современных ледников. Для оценки возраста моренных комплексов проведены измерения диаметров талломов лишайника *Rhizocarpon Geographicum* на поверхности ледниковых отложений и бараньих лбов. Лихенометрические станции были заложены вблизи ледников № 5, 12 и 26 на Кодаре, № 31 на Мунку-Сардыке и № 1 на Байкальском хребте. Отсутствие абсолютных датировок морен не позволило нам построить региональные кривые роста лишайника, поэтому для оценки возраста морен использована кривая, полученная для Алтая [12].

Пространственные характеристики ледников, измеренные в ArcView 3.2 (с расширениями Spatial Analyst и Zonal Statistics) с использованием SRTM DEM (размер ячейки 60 × 90 м) и полевых GPS-измерений, были преобразованы в формат базы данных. Погрешность картирования ледников, связанная с пространственным разрешением космических снимков, принята равной одному пикселу для сцены Landsat (± 15 –30 м) и двум пикселям для других сцен (± 1 –5 м). Наличие облачности, сезонных снежников и затённости также относятся к источникам потенциальных ошибок картографирования. Для их оценки было проведено несколько независимых (шесть и более) измерений площади на отдельных ледниках. По нашим оценкам, суммарная погрешность измерения площади ледника находится в пределах 10%. Погрешность измерения высоты определяется точностью модели SRTM (± 16 м) [17]. Тем не менее, фактическая ошибка SRTM, измеренная для ряда опорных точек (полевые GPS-измерения), не превышает 10 м.

Анализ климатических изменений. Мы учитывали среднемесячные данные по температуре и атмосферным осадкам, полученные на пяти гидрометеостанциях (ГМС): Иркутск, Орлик, Ильчир, Нижнегарск, Чара, Бодайбо (см. рис. 1). Кроме того, использованы средние месячные данные реанализа NCEP/NCAR 1949–2013 гг. [15], осреднённые по четырём узлам, наиболее близко расположенным к конкретному ледниковому району. Изменения температуры и осадков были рассчитаны по линейным трендам с использованием регрессионной модели.

Обсуждение результатов

Инвентаризация современных ледников. Всего мы выполнили инвентаризацию 51 ледника (по космоснимкам 2006–2011 гг.) общей площадью 14,8 км² (рис. 2), в том числе трёх – на Мунку-Сардыке (0,64 км²), десяти – на пике Топографов (4,51 км²), двух – на Байкальском хребте (0,51 км²) и 36 – на Кодаре (9,12 км²). Ледники Восточного Саяна относятся к самым высоко расположенным в регионе. Высота ледников пика Топографов находится в пределах 2330–2908 м, а Мунку-Сардыка – 2804–3490 м. Средняя высота ледников на Мунку-Сардыке выше, чем на пике Топографов на 560 м. По морфологии преобладают каровые (пять) и карово-долинные (четыре) ледники, по экспозиции – ледники северо-восточной (четыре) и северо-западной (три) экспозиций. Площадь девяти ледников – менее 0,5 км², трёх ледников – 0,5–1,0 км² и одного (№ 3) – более 1 км². Длина девяти ледников – менее 1 км и только одного ледника (№ 18, пик Топографов) – более 2 км. Два небольших каровых ледника в верховьях р. Куркула (Байкальский хребет) – самые низко расположенные в районе исследований (1796–2138 м) и, вероятно, в Восточной Сибири (см. рис. 2).

На Кодаре в 2001–2002 гг. было 42 ледника общей площадью 11,68 км². Из них к 2009 г. сохранилось 36 ледников общей площадью 9,12 км² (см. рис. 2). По сравнению с данными предыдущей инвентаризации [4, 10] пять ледников исчезли (№ 17, 18, 28, 38 и 40), но в новый каталог были включены ледники № 41 и 45. Ледники хр. Кодар расположены на высоте 1875–2792 м (средняя высота 2326 ± 162 м), средняя высота фирновой линии 2287 ± 164 м

($n = 30$). Преобладают каровые (23) и карово-долинные (8) ледники. Площадь 32 ледников – менее 0,5 км² (70% общей численности), трёх ледников – 0,5–1,0 км² и только один ледник (№ 12) имеет площадь более 1 км². Большинство ледников имеют северную (14) и северо-восточную (11) экспозиции.

Изменения площади ледников с конца МЛП.

По конечным моренам были реконструированы контуры 61 ледника общей площадью 31,65 км². Отметим, что реконструкция была проведена только для ледников, ранее включённых в один из известных каталогов [3, 4, 10], поэтому суммарная площадь – минимальная оценка общей площади оледенения района во время МЛП. Средний размер лишайников на конечных моренах ледников изменяется от 25,7 мм (ледник № 26, Кодар) до 41,4 мм (ледник № 31, Мунку-Сардык), что соответствует началу их колонизации в 1680–1820 гг. Таким образом, время формирования моренных комплексов соответствует финальной фазе МЛП (условно 1850 г.).

По нашим данным, с 1850 по 2006–2011 гг. площадь ледников в районе исследований сократилась в среднем на 59% (0,37 %/год). Ледники пика Топографов потеряли 45% площади (0,29 %/год), Мунку-Сардыка и Байкальского хребта – 53% (0,34 %/год), Кодара – 62% (0,39 %/год с учётом исчезнувших ледников). Площадь одних ледников Восточного Саяна сократилась на 22% (ледник № 3, 0,14 %/год), а других – на 67% (№ 20, 0,42 %/год). Кодарские ледники потеряли от 31% (ледник № 24, 0,20 %/год) площади до 100%. За этот же период длина ледников сократилась в среднем на 550 м (3,5 м/год). Для Байкальского хребта эта величина составила 330 м (2,1 м/год), а для Восточного Саяна – 610 м (3,9 м/год). Минимальная высота ледников увеличилась от 50 м (Байкальский хребет, 0,3 м/год) до 120 м (Восточный Саян, 0,8 м/год).

С 1850 по 2001–2002 гг. ледники потеряли около 44% площади, а с 2001–2002 по 2006–2011 гг. – около 27%. В 2001–2011 гг. скорость дегляциации была в 5 (пик Топографов) – 13 (Кодар) раз больше, чем в предшествующий период (1850–2001 гг.). Ранее [20] отмечалось резкое увеличение скорости (в 28 раз) между периодами 1974–1995 гг. (0,11 %/год) и 1995–2001 гг. (3,12 %/год). Наши данные также показывают, что относительное сокращение площади лед-

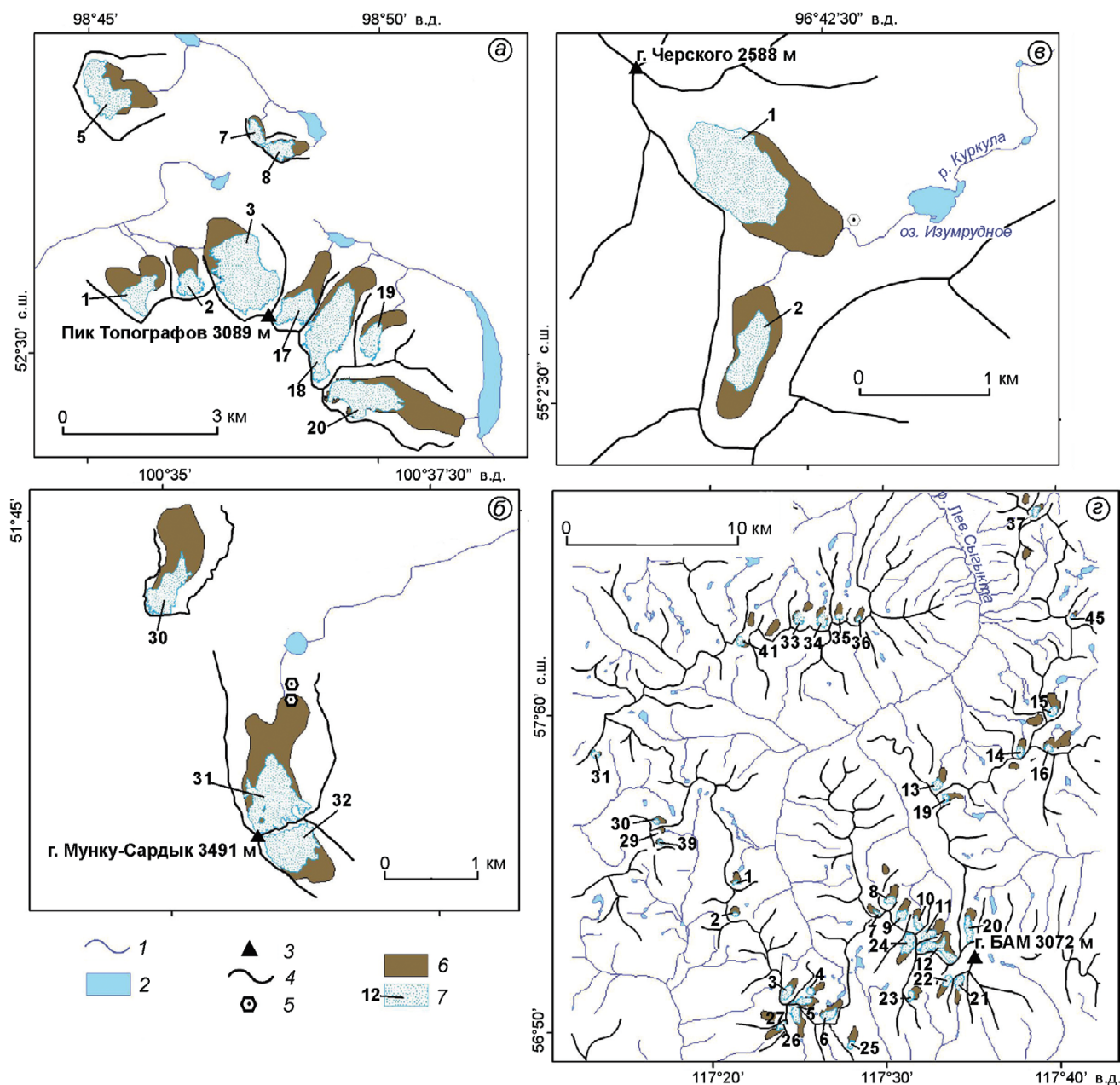


Рис. 2. Современные и реконструированные (малый ледниковый период) ледники района исследований: а – пик Топографов (Восточный Саян); б – Мунку-Сардык (Восточный Саян); в – Черского (Байкальский хребт); з – Кодар; 1 – реки; 2 – озёра; 3 – вершины; 4 – хребты; 5 – лихенометрические станции; 6 – ледники малого ледникового периода; 7 – современные ледники

Fig. 2. Contemporary and reconstructed (Little Ice Age) glaciers of the study area:

а – Peak Topogorfov (East Sayan); б – Munku-Sardyk (East Sayan); в – Mt. Cherskogo (Baikalsky Range); з – Kodar Range; 1 – rivers; 2 – lakes; 3 – summits; 4 – ranges; 5 – stations of lichen measurements; 6 – Little Ice Age glaciers; 7 – contemporary glaciers

ников резко увеличилось в конце XX в. и продолжалось в течение первого десятилетия XXI в. До 2002 г. скорость сокращения площади была почти одинаковой для всех районов (40–45%, 0,27–0,30 %/год), однако затем мы наблюдаем пространственные различия в реакции ледни-

ков: от 9% (пик Топографов, 1,27 %/год) до 32% (Кодар, 3,98 %/год). При этом восемь ледников Кодара в 2001–2009 гг. исчезли полностью.

Сравнение полученных данных с данными первых Каталогов [3, 4] показало, что ледники пика Топографов и Кодара с 1953–1963 по 2001–

2002 гг. сократились по площади соответственно на 8% (0,17 %/год) и 23% (0,55 %/год). Из этого следует, что сокращение площади ледников в 1960–90-х годах было умереннее, чем в первое десятилетие XXI в.

По данным исследования [19], масштабы сокращения ледников с конца МЛП до 1950–80-х годов в континентальной Сибири были намного меньше, чем в Центральной Азии и Тихоокеанском секторе. Однако имеется ряд данных об относительно умеренной дегляциации в горах северо-восточной и юго-западной Сибири. Так, М.Д. Ананичева и др. [2] оценивают сокращение ледников на хр. Черского в 1970–2001 гг. в 28% (0,9 %/год), а в горах Сунтар-Хаята – в 19% (0,3 %/год). С. Гурней и др. [14] оценили сокращение площади ледников массива Буордах (хр. Черского) с 1850 по 2001 г. минимальной величиной – 17% (0,1 %/год). Незначительное сокращение площади в 1945–2003 гг. (7%, 0,1 %/год) установлено А.Б. Суразаковым и др. [21] для ледников бассейна Актру (Алтай). В то же время, по нашим данным, ледники Кодара в 1850–2001 гг. потеряли гораздо больше – 45% (0,3 %/год). Недавно К. Стокс и др. [20] оценили площадь сокращения ледников Кодара в 1995–2010 гг. в 40%. В целом полученные данные свидетельствуют о более значительном сокращении ледников в горах юга Восточной Сибири с конца МЛП (в среднем на 58%). Судя по всему, ледники Кодара наиболее чувствительны к климатическим изменениям последних десятилетий в Сибири.

Климатические изменения. К наиболее значимым климатическим характеристикам, связанным с балансом массы ледников, относится средняя летняя (июнь–август) температура воздуха T_{6-8} и сумма осадков периода аккумуляции, т.е. сентября–июня, P_{9-6} . Сглаженные ряды T_{6-8} и P_{9-6} по данным пяти ГМС и реанализа NCEP/NCAR показаны на рис. 3. С середины 1970-х до середины 2000-х годов летние температуры повысились во всех районах. За период 1970–2010 гг. летняя температура на ГМС Иркутск увеличилась на 1,7 °С, а на ГМС Нижнеангарск – на 2,6 °С. В районе Байкальского хребта потепление началось несколько раньше (с середины 1970-х годов), чем на Восточном Саяне (с середины 1980-х годов). Максимальная температура повсеместно отмечалась в 2001–2002 гг.

Наибольший рост летней температуры был на ГМС Орлик (1986–2005 гг., +2,4 °С), а наименьший – на ГМС Чара (1981–2005 гг., +1,7 °С).

В целом, по данным ГМС Иркутск, период 2001–2005 гг. был самым тёплым за последние 130 лет. Следующая пятилетка (2006–2010 гг.) была холоднее предыдущей на 0,6–1,2 °С (наибольшее похолодание отмечено на ГМС Орлик), т.е. в 2006–2010 гг. наблюдались благоприятные температурные условия для восстановления баланса массы ледников. Однако, учитывая инерционность ледниковых изменений по сравнению с климатическими, ускоренное сокращение площади ледников в 2001–2010 гг. (по сравнению с 1850–2001 гг.) можно объяснить повышением летней температуры во время двух–трёх последних десятилетий XX в., что подтверждается и другими исследованиями [20].

В отличие от температуры осадки периода аккумуляции демонстрирует слабую пространственную корреляцию, что свидетельствует о сильном влиянии местных условий (высота, рельеф и т.д.) на снегонакопление. За период 1970–2010 гг. значимое увеличение твёрдых осадков установлено только на ГМС Нижнеангарск (+57 мм). Возможно, более умеренное сокращение площади ледников Байкальского хребта (по сравнению с другими ледниковыми районами) объясняется повышенной аккумуляцией снега в последние десятилетия (особенно с 1990-х годов).

Связь локальной топографии со скоростью дегляциации. Для установления зависимости между изменением площади ледников Байкальской горной области за период 1850–2010 гг. и локальными условиями их топографии (площадь, минимальная, максимальная и средняя высота, вертикальный диапазон, уклон поверхности ледников, экспозиция) использовалась линейная регрессионная модель. Статистически значимая связь выявлена между сокращением площади ледника и его размером: чем меньше ледник, тем больше его относительное сокращение ($n = 57$, $r^2 = 0,16$; $p < 0,002$) и меньше абсолютное ($n = 57$; $r^2 = 0,60$; $p < 0,0001$). Аналогичные зависимости установлены и для отдельных районов Кодара и Восточного Саяна, хотя в последнем случае значимая связь наблюдается только с абсолютными изменениями, т.е., в целом более крупные ледники теряли меньшую площадь в относительном выражении, но большую в абсолютном и наобо-

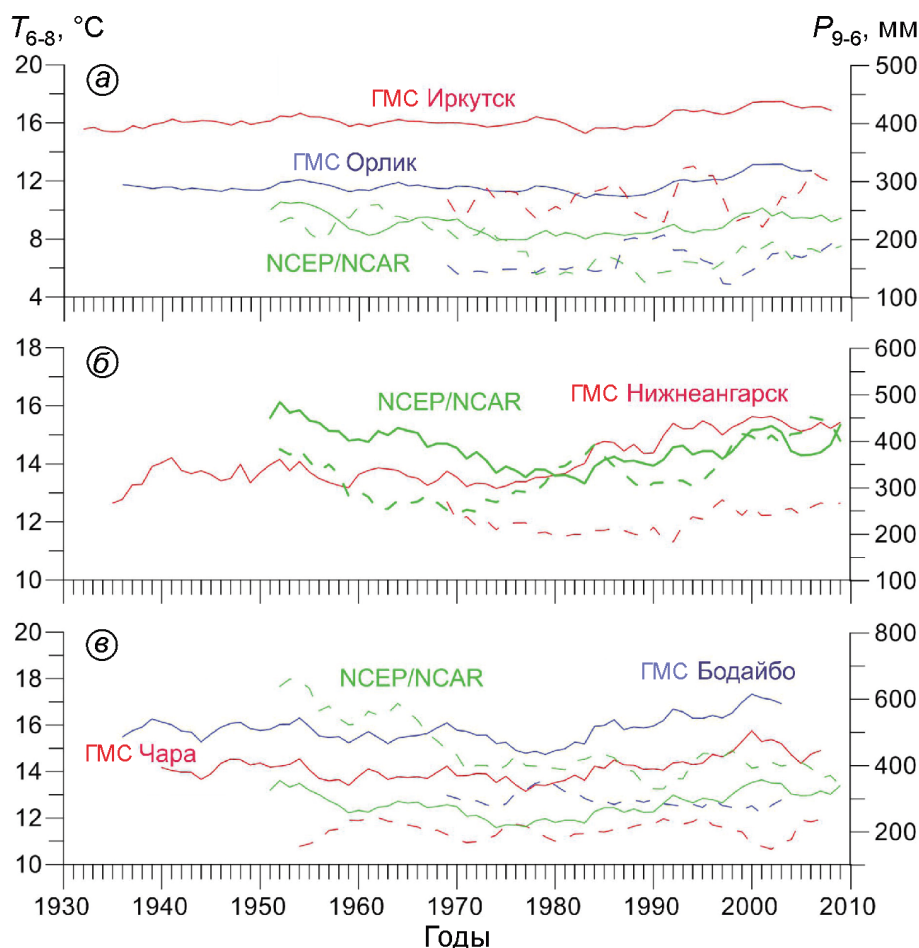


Рис. 3. Временные ряды (5-летние скользящие средние) средней летней температуры воздуха T_{6-8} (сплошная линия) и суммы осадков периода аккумуляции P_{9-6} (пунктирная линия) по данным ГМС и реанализа NCEP/NCAR: а – Восточный Саян; б – Байкальский хребет; в – хр. Кодар

Fig. 3. Time series (5-year running average) of mean summer temperature T_{6-8} (solid line) and total precipitation of accumulation period P_{9-6} (dotted line) according to data of weather stations (ГМС) and reanalysis NCEP/NCAR: а – East Sayan; б – Baikalsky Ridge; в – Kodar Ridge

рот. Подобная зависимость, только для относительного сокращения размера ледников в 1995–2010 гг., характерна и для ледников Кодара [20].

Значимые связи обнаружены также между относительным сокращением площади и минимальной высотой ледника ($n = 57$; $r^2 = 0,12$; $p = 0,008$), а также средним уклоном ледниковой поверхности ($n = 49$; $r^2 = 0,11$; $p = 0,019$): ледники, расположенные на более низких высотах, а также ледники с большими уклонами сократились в большей степени. И хотя статистически значимой связи между сокращением ледника и его экспозицией не наблюдается, ледники, ориентированные на север и северо-восток, потеряли в сумме наибольшую площадь (60% общего сокращения).

Большинство ледников в районах исследования – небольшие по размерам (85% ледников имеют площадь $< 0,5 \text{ км}^2$), поэтому связь морфологии ледниковых бассейнов с динамикой ледников вполне ожидаема. Кроме того, ледники (особенно кодарские) находятся в зоне повышенной сейсмической активности, и значительная часть обломочного материала поступает на поверхность ледников во время многочисленных землетрясений. В условиях отрицательного баланса массы и низкой динамической активности ледники часто трансформируются в массивы мёртвого льда. Такой механизм деградации типичен для небольших ледников Кодара, многие из которых уже полностью погребены моренным чехлом.

Заключение

Большая часть ледников в горах юга Восточной Сибири изучалась ещё в 1950–60-х годах, в основном по материалам аэрофотосъёмки и экспедиционных исследований. В 2006–2011 гг. с использованием высокоразрешающих космических снимков была проведена повторная инвентаризация ледников в Восточном Саяне (массивы Мунку-Сардык, пик Топографов), на Байкальском хребте и Кодаре. По конечно-моренным комплексам реконструированы границы ледников в малый ледниковый период. Установлено, что с 1850 по 2011 г. площадь ледников сократилась в среднем на 59% (0,37 %/год). В отдельных районах Байкальской горной области сокращение ледников варьирует от 45% (пик Топографов) до 62% (Кодар, с учётом исчезнувших ледников). Резкое (на порядок) возрастание скорости дегляциации по сравнению с предыдущим периодом отмечено в 2001–2011 гг. Основной причиной интенсивного сокращения ледников в 2001–2011 гг., вероятно, стало повышение летней температуры воздуха (на 2,5 °C) в 1970–2000-х годах. Выявленные различия в реакции ледников (а также исчезновение отдельных ледников Кодара) на рост региональной температуры объясняются пространственными неоднородностями аккумуляции, местной топографией и геологической (сейсмической) активностью. Полученные данные свидетельствуют о наибольшей (в Сибири) чувствительности исследованных ледников (особенно Кодара) к изменениям климата во второй половине XX в.

Благодарности. Авторы выражают свою признательность В.М. Плюснину за ценные замечания к первоначальному варианту рукописи.

Настоящее исследование поддержано РФФИ (грант № 11-05-00713) и Отделением наук о Земле РАН (проект № 12.11).

Литература

1. Алешин Г.В. Современные ледники и их рельефообразующее значение на Байкальском хребте // География и прир. ресурсы. 1982. № 4. С. 133–136.
2. 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.
3. Каталог ледников СССР: Т. 16. Ангара-Енисейский район. Вып. 1. Енисей. Ч. 5. Вып. 2. Ангара. Ч. 1. Л.: Гидрометеиздат, 1973. С. 9–37.
4. Каталог ледников СССР: Т. 17. Ленско-Индигирский район. Вып. 2. Средняя Лена. Ч. 1 Бассейны рек Чары и Витима, хребет Кодар. Л.: Гидрометеиздат, 1972. С. 9–23.
5. Китов А.Д., Коваленко С.Н., Плюснин В.М. Итоги 100-летних наблюдений за динамикой гляциальных геосистем массива Мунку-Сардык // География и прир. ресурсы. 2009. № 3. С. 101–108.
6. Максимов Е.В. О ледниках массива Мунку-Сардык в Восточном Саяне // Изв. ВГО. 1965. Т. 97. Вып. 2. С. 176–180.
7. Осипов Э.Ю., Осипова О.П., Голобокова Л.П. Оценка современного состояния южного Сыгыттинского ледника – одного из крупнейших ледников хр. Кодар // Лёд и Снег. 2012. № 2 (118). С. 51–58.
8. Осипов Э.Ю., Ашметьев А.Ю., Осипова О.П., Клевцов Е.В. Новая инвентаризация ледников в юго-восточной части Восточного Саяна // Лёд и Снег. 2013. № 3 (123). С. 45–54.
9. Перетолчин С.П. Ледники хребта Мунку-Сардык // Изв. Томского технол. института. 1908. Т. 9. Вып. 1. 47 с.
10. Пластинин Л.А. Дистанционно-картографическое изучение нивально-гляциальных комплексов горных районов Сибири (морфология и динамика ледников, снежников и наледей хребта Кодар в Забайкалье). Иркутск: изд. Иркутского гос. технологич. ун-та, 1998. 142 с.
11. Преображенский В.С. Кодарский ледниковый район (Забайкалье), IX раздел программы МГГ (гляциология), № 4 / Ред. Г.А. Авсюк. М.: изд. АН СССР, 1960. 74 с.
12. Соломина О.Н. Горное оледенение Северной Евразии в голоцене. М.: Научный мир, 1999. 272 с.
13. Чебыкин Е.П., Осипов Э.Ю. Элементный состав снежно-фирновой толщи ледника Советских Географов и смежных с ним гидрологических объектов (хребет Кодар) // Лёд и Снег. 2010. № 4 (112). С. 30–40.
14. Gurney S.D., Popovnin V.V., Shahgedanova M., Stokes C.R. A glacier inventory for the Buordakh Massif, Cherskiy Range, Northeast Siberia, and evidence for recent glacier recession // Arctic, Antarctic and Alpine Research. 2008. V. 40 (1). P. 81–88.
15. Kalnay E., Kanamitsu M., Kistler R., Collins W., Deaven D., Gandin L., Iredell M., Saha S., White G., Woolen J., Zhu Y., Leetmaa A., Reynolds R., Chelliah M., Ebisuzaki W., Higgins W., Janowiak J., Mo K.C., Ropelewski C., Wang J., Jenne R., Joseph D. The NCEP/NCAR 40-Year Reanalysis Project // Bull. Amer. Meteorol. Society. 1996. V. 77. P. 437–471.
16. Oerlemans J. Extracting a Climate Signal from 169 Glacier Records // Science. 2005. V. 308 (675). P. 675–677.

17. *Rodriguez E., Morris C.S., Belz J.E., Chapin E.C., Martin J.M., Daffer W., Hensley S.* An Assessment of the SRTM Topographic Products. Techn. Rep. JPL D-31639. 2005. Pasadena, California. P. 143.
18. *Shahgedanova M., Popovnin V., Aleynikov A., Stokes C.R.* Geodetic mass balance of Azarova Glacier, Kodar mountains, eastern Siberia, and its links to observed and projected climatic change // *Annals of Glaciology*. 2011. V. 52 (58). P. 129–137.
19. *Solomina O.N.* Retreat of mountain glaciers of northern Eurasia since the Little Ice Age maximum // *Annals of Glaciology*. 2000. V. 31. P. 26–30.
20. *Stokes C.R., Shahgedanova M., Evans I.S., Popovnin V.V.* Accelerated loss of alpine glaciers in the Kodar Mountains, south-eastern Siberia // *Glob. Plan. Chan.* 2013. V. 101. P. 82–96.
21. *Surazakov A.B., Aizen V.B., Aizen E.M., Nikitin S.A.* Glacier changes in Siberian Altai Mountains, Ob river basin (1952–2006) estimated with high resolution imagery // *Environmental Research Letters*. 2007. V. 2. P. 1–7.

Summary

At the present time, glaciers in mountains of the South-Eastern Siberia are mainly located on East Sayan (Munku-Sardyk and Topographers' massifs), Baikalsky, and Kodar ridges. Previous detailed studies of the glaciers, performed 1950–1960's by means of aerial photographs, should be updated. We have created a new glacier inventory including 51 glaciers with total area of about 15 km² (13 glaciers on East Sayan, 2 glaciers on Baikalsky ridge and 36 glaciers on Kodar ridge). Satellite images of medium to high-resolution (Landsat ETM+, Cartosat-1, Quick-

Bird-2, WorldView-1), obtained in 2001–2011, and digital model (SRTM) were used to delineate new glacier boundaries. Geomorphological mapping of end moraines located in the vicinities of the present-day glaciers together with lichenometry methods allowed reconstructing outlines of 61 glaciers (with total area of about 32 km²) during the Little Ice Age (LIA) period. It has been found that from end of the LIA (~1850 AD) to 2006–2011 exposed ice areas decreased, on average, by 59% (0.37 %/year) and the glacier termini retreated by 550 m (3.5 m/year). The greatest reduction in ice area has been established on the Kodar range (62% from 1850 to 2009). During 2001–2011 glaciers shrunk much faster than during 1850–2001, probably due to a significant (by 2.5 °C) increase in summer temperatures. Data of weather stations and the NCEP/NCAR reanalysis demonstrated that summer temperatures significantly rose from mid-1970s to mid-2000s while the winter precipitation did show rather weak spatial correlation. Spatial differences in the glaciers responses to the climate are explained by features of snow accumulation and local topography of studied glaciers (glacier size, elevation, altitude range, ice surface slope, and aspect). Statistically significant relationships have been revealed between the ice area change and glacier size, minimal ice elevation and mean ice slope. As compared with other Siberian regions (e.g. North-Eastern Siberia and the Altai mountains), the relative deglaciation in the South-Eastern Siberia mountains during the second half of 20th century was the most intensive (especially, on the Kodar Ridge).

Магнитометрические исследования ледников Южный и Северный Энилчек (Иныльчек) в районе озера Мерцбахера

© 2015 г. А.Э. Шакиров

Центрально-Азиатский институт прикладных исследований Земли, Республика Кыргызстан, Бишкек
a.shakirov@caiag.kg

Magnetometric investigation of glaciers Southern and Northern Inylchek adjacent to the Merzbacher Lake

A. Shakirov

Central-Asian Institute for Applied Geosciences (CAIAG), Kyrgyzstan Republic, Bishkek

Статья принята к печати 15 октября 2014 г.

Аномальная зона, ледник, линеамент, магнитометрические исследования, морена, разлом, ригель, радиолокационные исследования, томограмма, экзарация.

Anomalous zone, exaration, fault, glacier, lineament, magnetometric investigation, moraine, radio echo sounding, rock bar (riegel), tomogram.

Приведены результаты площадных магнитометрических исследований ледников Южный и Северный Энилчек в районе оз. Мерцбахера. В результате исследований под ледником Южный Энилчек установлен дугообразный ригель, который стал одной из причин поворота его правых потоков в сторону оз. Мерцбахера. Под ледником Северный Энилчек также обнаружен подковообразный ригельный выступ, который ранее создавал барьер для накопления донных осадков и сформировал своеобразную грунтовую намывную плотину, способствовавшую образованию достаточно широкой границы раздела между верхней и нижней частями оз. Мерцбахера.

Results of areal magnetometric investigation of glaciers South and North Enilchek located in the vicinity of the Merzbacher Lake are presented. These studies resulted in finding of the bow-shaped rock bar (riegel) under the South Enilchek Glacier that became one of causes to turn its right flows toward the Merzbacher Lake. Under the North Enilchek glacier the horseshoe-shaped riegel ledge was also detected, and that one created a barrier to accumulation of bottom sediments and, thus, formed a distinctive soil alluvial dam, which promoted formation of rather wide interface between upper and lower parts of the Merzbacher Lake.

Введение

Изучение ледников Южный и Северный Энилчек связано с перспективами освоения водных, гидроэнергетических и минеральных ресурсов бассейна р. Сары-Джаз. В связи с планирующимся строительством каскада ГЭС в бассейне этой реки учёт объёмов и прогноз времени прорыва оз. Мерцбахера становятся весьма актуальными научно-практическими задачами. Известно, что во время прорыва вода выходит за пределы русла реки и её воздействию подвергаются объекты, построенные на припойменных участках на территории Киргизии. По сообщениям китайских специалистов, катастрофические паводки губительно сказываются и в нижнем течении р. Сары-Джаз, на территории Китая. В связи с этим результаты геофизических исследований могут повлиять на планирование работ и безопасное хозяйственное развитие в бассейне р. Сары-Джаз, в частности, на проектирование, строительство и безопасную эксплуатацию в этом регионе гидроэлектростанций.

Ледник Энилчек, состоящий из северной и южной частей, — крупнейший на Тянь-Шане

ледник дендритового типа. Длина ледника Северный Энилчек — 38,2 км, площадь — 181,2 км²; длина ледника Южный Энилчек — 58,9 км, площадь — 567,2 км². Этот ледник берёт начало в районе пика Хан-Тенгри (6995 м), а его язык длиной 43,2 км при средней ширине 2,2 км опускается до отметки 2800 м.

Основная цель магнитометрических исследований Центрально-Азиатского института прикладных исследований Земли (ЦАИИЗ, Бишкек) на первом участке — определение причин разделения оз. Мерцбахера на две части, на втором — выяснение причин поворота северных продольных сегментов ледника Южный Энилчек в сторону образовавшегося оз. Мерцбахера. Для достижения указанных целей необходимо знать геологическое строение пород, слагающих ложе ледников, подтвердить или опровергнуть наличие линеаментов и разрывных нарушений, определённых по геологическим признакам и космическим снимкам, а также выполнить картирование моренных отложений. Для решения поставленных задач сравнивали данные магнито-, электрометрических и радиолокационных

измерений: первые два метода позволяют по величине магнитных аномалий и электрического сопротивления оценить состав подстилающих ледник пород и границы их распространения, а второй и третий дают возможность определить толщину ледника. При интерпретации геофизических данных использовались космические снимки, служившие основой для сопоставления полученной геофизической информации с геологическими объектами и её привязки.

Методы исследований

В 1960-х годах для изучения толщины, подлёдного рельефа и строения ледников и подстилающих пород в Антарктиде и Гренландии стали применять различные геофизические методы, из которых радиолокационный метод оказался наиболее эффективным [1]. Вертикальное электрическое зондирование (ВЭЗ), проведённое в средней части Центрального Тууксуйского ледника (Казахстан), позволило определить его мощность — 51 м. Скважина, пробуренная на этом участке, на глубине 52,5 м вскрыла обломочные породы донной морены. Хорошее соответствие результатов интерпретации ВЭЗ данным бурения показало большую разрешающую способность ВЭЗ для исследования ледников и перспективность применения методов электроразведки постоянным током при их исследовании [2].

В 1990 г. Международная гляциологическая экспедиция, организованная Институтом географии РАН, провела комплексные исследования ледника Южный Энилчек, включая район оз. Мерцбахера. Радиолокационные исследования вели сотрудники лаборатории гляциоклиматологии Томского университета, Института географии РАН и Марийского политехнического института. Изучали толщину льда, внутреннее строение и подлёдный рельеф ледника [2].

Для корректного решения обратной задачи магнитометрии и изучения физических свойств горных пород используется комплекс геофизических методов. Так, радарные исследования базируются на излучении импульсов электромагнитных волн и регистрации сигналов, отражённых от различных объектов зондируемой среды; электроразведочные методы используют для изучения геоэлектрического разреза; сейсмические методы основаны на регистрации искусствен-

но и естественно возбуждаемых упругих волн; магнитометрия изучает магнитное поле Земли и его аномалии [3]. В 1961 г. магнитометрический метод был применён для измерения толщины антарктических ледников. Магнитные измерения с регистрацией вертикальной составляющей магнитного поля были выполнены на 90 пунктах в области купола Завадского ($66^{\circ}44'$ ю.ш., $86^{\circ}24'$ в.д.). Анализ результатов показал, что магнитное поле не имеет чётко выраженной связи с подлёдным рельефом, поэтому магнитометрический метод пригоден лишь для очень приближённых оценок толщины ледников [1].

В 2012 г. геофизическая группа научно-инженерного центра «ГЕОПРИБОР» Института геомеханики и освоения недр НАН КР (г. Бишкек) в составе И.А. Торгоева, А.Д. Торгоева, Б. Оморова и С. Бюретте выполнила геоэлектрические исследования дна подпрудно-ледникового озера Мерцбахера на участке «перемычки» между нижним (основным) и верхним озёрами Мерцбахера. Измерения проводились аппаратурой GeoTom-MK1E100 RES/IP/SP производства компании GEOLOG2000 (Германия). Наибольшая величина разноса питающих электродов ($\max L_{AB}$) составляла 400 м, что позволило изучить геоэлектрический разрез на глубину 80–90 м от дневной поверхности. Для получения конечных результатов данные обрабатывались с помощью программы RES2DINV. Геоэлектрические разрезы (томограммы) перемычки, построенные по данным этих исследований, рассмотрены далее [4].

Наземные магнитометрические исследования дендритового ледника Энилчек проводились в июле–августе 2011–2013 г. А.Э. Шакировым, Ш.Э. Усупаевым и Р.А. Усубалиевым (ЦАИИЗ). Исследования выполнены на двух участках: первый — перемычка между верхним и нижним озёрами Мерцбахера; второй — участок слияния ледников Южный и Северный Энилчек. В 2011 г. магнитометрические измерения на участке слияния ледников Южный и Северный Энилчек вели по пяти профилям (140 точек). Общая длина профилей составила более 12 км, и проходили они по холмистой, пересечённой зияющими трещинами и проталинами ледниково-моренной поверхности [6]. В качестве измерительных приборов на контрольном пункте и профилях использовались протонные магнитометры ММП-203 с погрешностью измерений

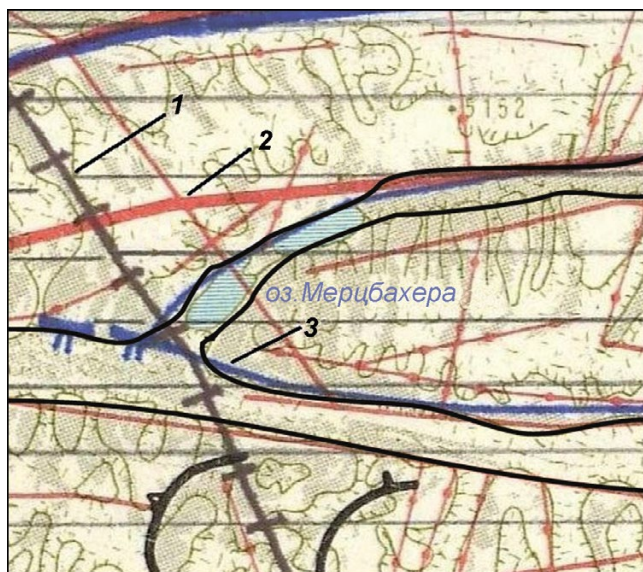


Рис. 1. Схема линеаментов и кольцевых структур исследуемого района:

1 — региональный линеамент; 2 — региональные и локальные линеаменты, выделенные в виде разломов; 3 — краевые разломы; см. текст

Fig. 1. Scheme of lineaments and ring structures in the investigated area:

1 — regional lineament; 2 — regional and local lineaments, allocated in the form of faults; 3 — boundary faults; see text

± 1 нТл. Топографическая привязка точек наблюдений велась мобильными GPS-приёмниками «Garmin etrex». Точность определения координат составляла ± 4 м. Полевые материалы обрабатывали с помощью программы «Surfer 8.0».

В 2012 г. проведена площадная магнитометрическая съёмка плотинной грунтовой перемычки, разделяющей на две части прорывоопасное оз. Мерцбахера на леднике Энилчек. Цели съёмки — определение глубинного строения ложа перемычки для выявления причин образования протяжённой грунтовой-ледовой плотины между двумя ваннами озера, а также выяснение её роли в режиме наполнения чаши естественного водоёма перед прорывами айсбергово-ледовой плотины [7].

В июле—августе 2013 г. на участке слияния ледников Южный и Северный Энилчек в районе оз. Мерцбахера выполнены площадные магнитометрические исследования для подтверждения наличия разрывных структур и предполагаемого ригеля под ледником, выявленных в результате профильных измерений в предыдущие годы. Магнитометрические измерения выполнены на 120 точках по 10 профилям, общая длина кото-

рых превысила 10 км. Площадь исследования составила около 4 км² [5].

На схеме линеаментов и кольцевых структур (рис. 1) синим цветом показаны краевые разломы, красным — региональные и локальные линеаменты, выделенные в виде разломов. Ледники даны чёрной линией. Из схемы видно, что нижнее оз. Мерцбахера отделяется в виде тектонического блока от его верхней части разрывными нарушениями и линеаменами. Региональный линеамент, простирающийся с юго-востока на северо-запад и показанный коричневой линией со штрихом, пересекает участок слияния ледников Южный и Северный Энилчек. Краевые разломы, а также региональные и локальные линеаменты определены по результатам космической съёмки 1980 г. Обработка космической информации, составление и подготовка её к изданию выполнена Государственным научно-исследовательским и производственным центром «Природа» ГУГК при Совете Министров СССР в 1983—1985 гг. Схема получена путём увеличения карты линеаментов и кольцевых структур масштаба 1:500 000 примерно до 1:100 000.

Результаты исследований

Интерпретация полученных материалов начиналась с сопоставления полученной карты аномального магнитного поля с геологической картой района исследований и с установления формальных связей между элементами поля (знак, интенсивность, форма, протяжённость) и геологическими объектами. При сопоставлении геологических данных и аномального магнитного поля использовались принципы корреляции, суперпозиции и максимального соответствия. В результате обработки магнитометрических измерений 2011 г. по серии поперечных профилей на теле ледника Южный Энилчек и их качественной и количественной интерпретации получены следующие результаты:

1) инструментально подтверждён выделенный ранее на основе дешифрирования космических снимков региональный линеамент, простирающийся с юго-востока на северо-запад; впервые определена его ширина, составляющая примерно 160 м;

2) выявлена скрытая под ледником дугообразная аномальная зона шириной 150 м, ко-

торая предварительно отождествлялась с наличием ригеля;

3) успешно решена задача картирования моренных отложений в результате сгущения пунктов наблюдения на профиле пр–3 [6].

Результаты площадной магнитометрической съёмки на участке перемычки представлены в

виде космического снимка с наложенной на него картой аномального магнитного поля ΔT и его 3D-изображения (использован космический снимок из программы «Google Earth» 2005 г. GeoBasis-DE/BKG/Image Landsat) (рис. 2). В результате интерпретации карты аномального магнитного поля и её 3D-изображения установлено, что ложе пе-

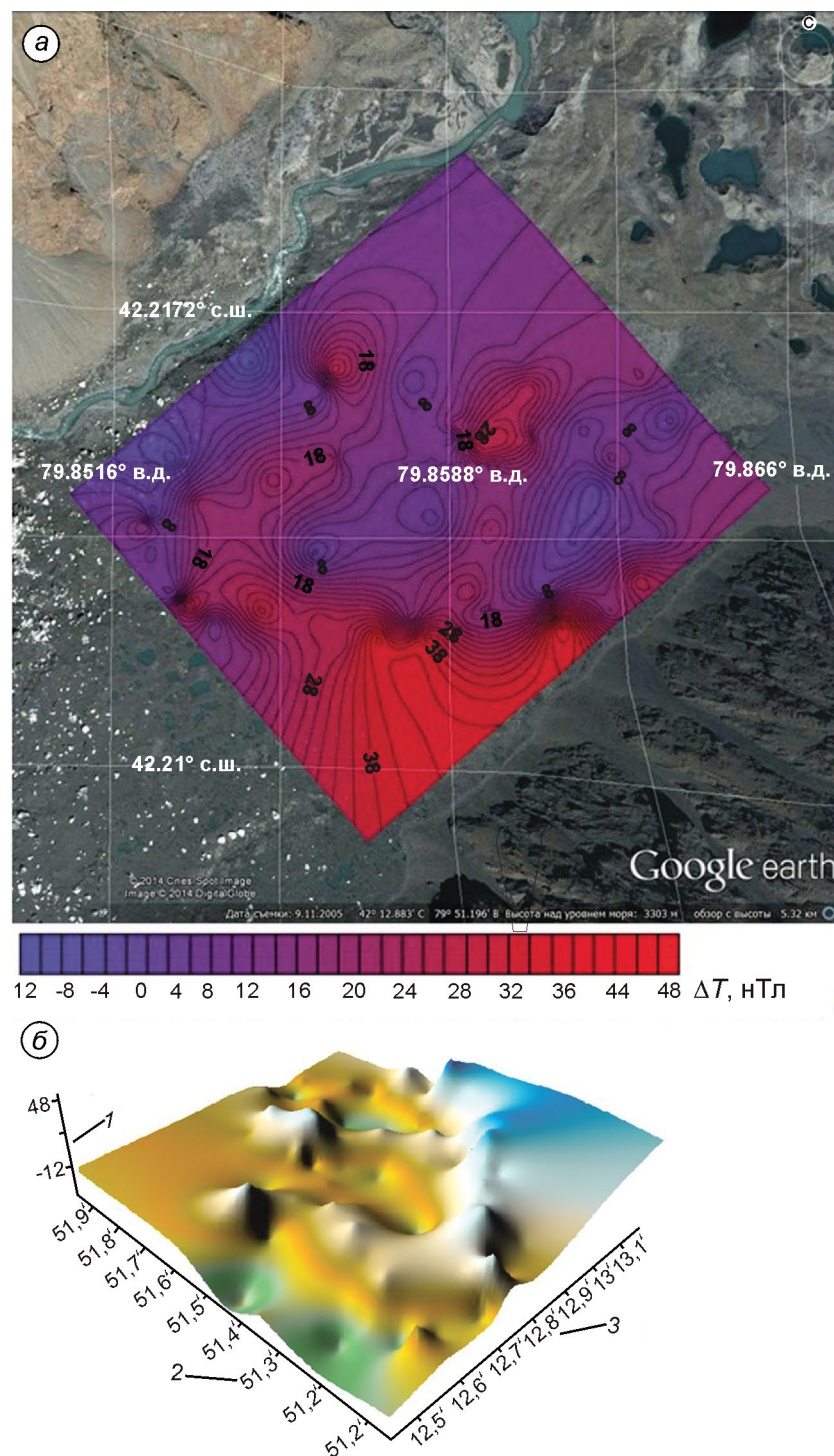


Рис. 2. Космический снимок (а) площади исследования с наложенной картой изолиний аномального магнитного поля ΔT (нТл) и 3D-изображение карты аномального магнитного поля (ΔT) (б) в районе «перемычки» между верхним и нижним оз. Мерцбахера:

1 – значения аномального магнитного поля ΔT (нТл) (от –12 до 48); 2 – долгота $79^{\circ}51'02''$ – $79^{\circ}51'56''$; 3 – широта $42^{\circ}12'31''$ – $42^{\circ}13'11''$

Fig. 2. Space image (a) of the studied area with the imposed card of isolines of an abnormal magnetic field ΔT (nTl) and the 3D-image of a card of an abnormal magnetic field (ΔT) (b) around «dam» between top and bottom Merzba-her Lake:

1 – values of an abnormal magnetic field ΔT (nTl) (from –12 to 48); 2 – longitude $79^{\circ}51'02''$ – $79^{\circ}51'56''$; 3 – latitude $42^{\circ}12'31''$ – $42^{\circ}13'11''$

ремычки имеет подковообразный ригельный выступ, обращённый дугой на запад в сторону ледовой плотины озера, который ранее создавал барьер для накопления донных осадков и за счёт которого сформировалась своеобразная грунтовая намывная плотина, способствовавшая образованию достаточно широкой границы раздела между верхней и нижней частями оз. Мерцбахера [7].

Результаты площадной магнитометрической съёмки на участке слияния ледников Южный и Северный Энилчек также представлены в виде космического снимка с наложенной картой аномального магнитного поля ΔT и его 3D-изображения (использован космический снимок из программы «Google Earth» 2005 г. GeoBasis-DE/BKG/Image Landsat) (рис. 3) [5].

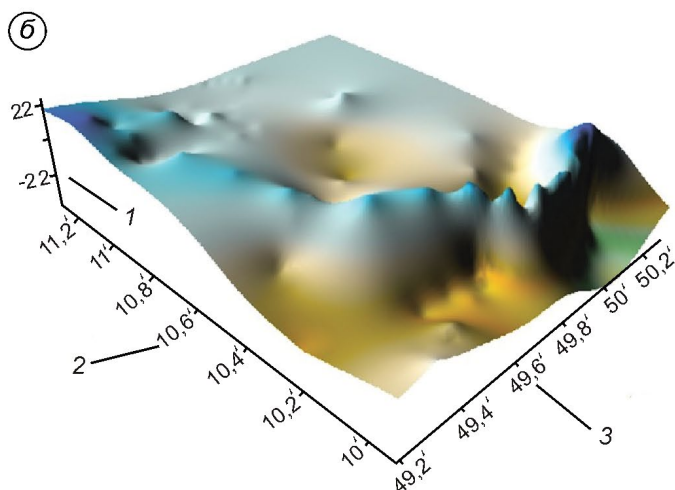
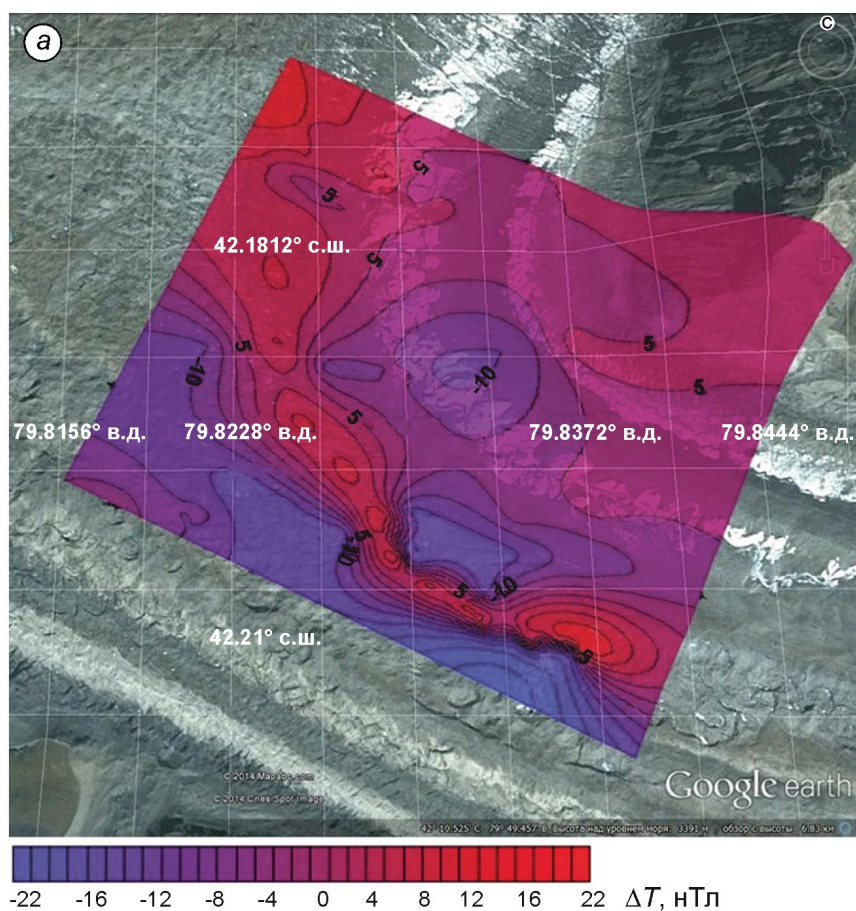


Рис. 3. Космический снимок (а) площади исследования с наложенной картой изолиний аномального магнитного поля ΔT (нТл) и 3D-изображение карты аномального магнитного поля ΔT (б) участка слияния ледников Южный и Северный Энилчек:

1 – значения аномального магнитного поля ΔT (нТл) (от -22 до 22); 2 – широта $42^{\circ}09'57'' - 42^{\circ}11'17''$; 3 – долгота $79^{\circ}48'57'' - 79^{\circ}50'52''$

Fig. 3. Space image (а) of the studied area with the imposed card of isolines of an abnormal magnetic field ΔT (нТл) 3D-the image of a card of an abnormal magnetic field (ΔT) (б) a site of merge of glaciers Southern and Northern Enilchek:

1 – values of an abnormal magnetic field ΔT (нТл) (from -22 to 22); 2 – latitude $42^{\circ}09'57'' - 42^{\circ}11'17''$; 3 – longitude $79^{\circ}48'57'' - 79^{\circ}50'52''$

Обсуждение результатов

Троговая долина ледника Южный Энилчек сложена в основном силурийскими андезитовыми порфиритами с магнитной проницаемостью $\chi = 1000 \div 5000 \times 10^{-6}$ СГС. Анализируя карту аномального магнитного поля, можно предположить, что интенсивные положительные аномалии приурочены к неразрушенным участкам, а отрицательные — к разрушенным. Ледник Южный Энилчек, достигнув при своём движении регионального линеамента (см. рис. 2), инструментально подтверждённого в 2011 г. А.Э. Шакировым и Ш.Э. Усупаевым, начал «вспахивать» ослабленные трещиноватые горные породы ложа ледника, формируя «ванны выпаживания» и соответственно ригель, который и стал барьером при движении его правых потоков. На рис. 3, а видно, что интенсивная положительная аномалия дугообразной формы, вызванная плотными неразрушенными коренными породами ложа ледника, интерпретируемыми как ригель, совпадает в плане с мореной той же дугообразной формы. Форма ригеля также повторяет направление движения правых потоков ледника Южный Энилчек, поэтому можно предположить, что данный ригель служит упором при движении ледника и вызывает поворот его правых потоков в сторону оз. Мерцбахера.

Дугообразный ригель, установленный по результатам исследований 2013 г. (см. рис. 3, б), совпадает в плане с выявленной в 2011 г. и скрытой под ледником дугообразной аномальной зоной шириной 150 м и с предполагаемым ригелем, обнаруженным по результатам радиолокационного зондирования ледника Южный Энилчек в 1990 г. (использован космический снимок из программы «Google Earth» 2005 г. GeoBasis-DE/BKG/Image Landsat). Тело ледника Южный Энилчек образовано путём слияния нескольких потоков, выходящих из относительно мелких ледников. Более мощные правые потоки ледника Южный Энилчек углубили своё ложе сильнее по сравнению с маломощными потоками левых боковых долин.

Наличие ригеля доказывается также с помощью космического снимка верхней части площади исследования (рис. 4) (использован космический снимок из программы «Google Earth» 2005 г. GeoBasis-DE/BKG/Image Landsat). На нём отчётливо видно, как один из потоков ледника с мо-

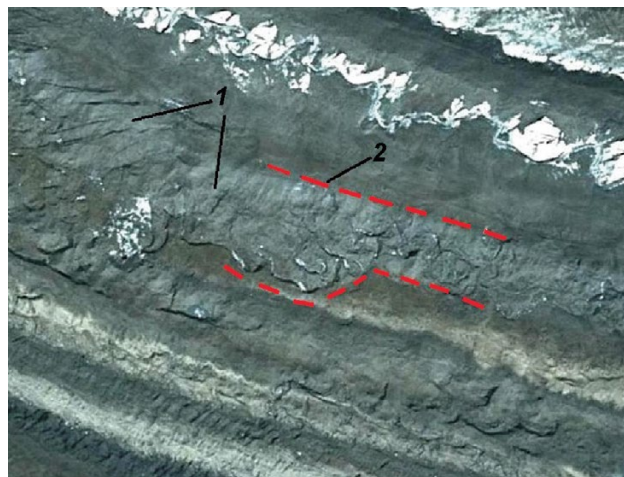


Рис. 4. Космический снимок верхней части участка исследования:

1 — поперечные трещины; 2 — границы морены

Fig. 4. Space image of the top part in the studied area:

1 — cross-section cracks; 2 — moraine borders

реной серого цвета наплывает на соседний поток с мореной коричневого цвета и увеличивается в ширине со 180 до 300 м. Через 500 м вниз по движению ледника появляются поперечные трещины. Возникает вопрос: чем вызвано увеличение ширины этого потока ледника? Вероятно, место, где морена серого цвета увеличивается в ширине, и есть начало ригеля. При своём движении поток ледника с мореной серого цвета, достигнув ригеля, упирается в него. Задние части потока начинают давить на передние, и за счёт возрастания энергии этого потока она выдавливается влево и перекрывает соседний поток с мореной коричневого цвета. Сравнение космических снимков разных лет показало, что при движении ледника это место (начало ригеля) не меняет своих координат. Скорость движения ледника Южный Энилчек, по данным GPS-измерений приёмником TOPCON TPS GB-1000 комплексной станции ICEDAM, составила 94 м/год.

В результате площадной магнитометрической съёмки выделена интенсивная положительная аномалия дугообразной формы (см. рис. 3, а), интерпретируемая автором как ригель также дугообразной формы, который служит упором при движении ледника Южный Энилчек и вызывает изменение его направления в сторону оз. Мерцбахера [5]. Анализ графиков, построенных в результате исследований 1990 г., позволил подтвердить предположение о нали-

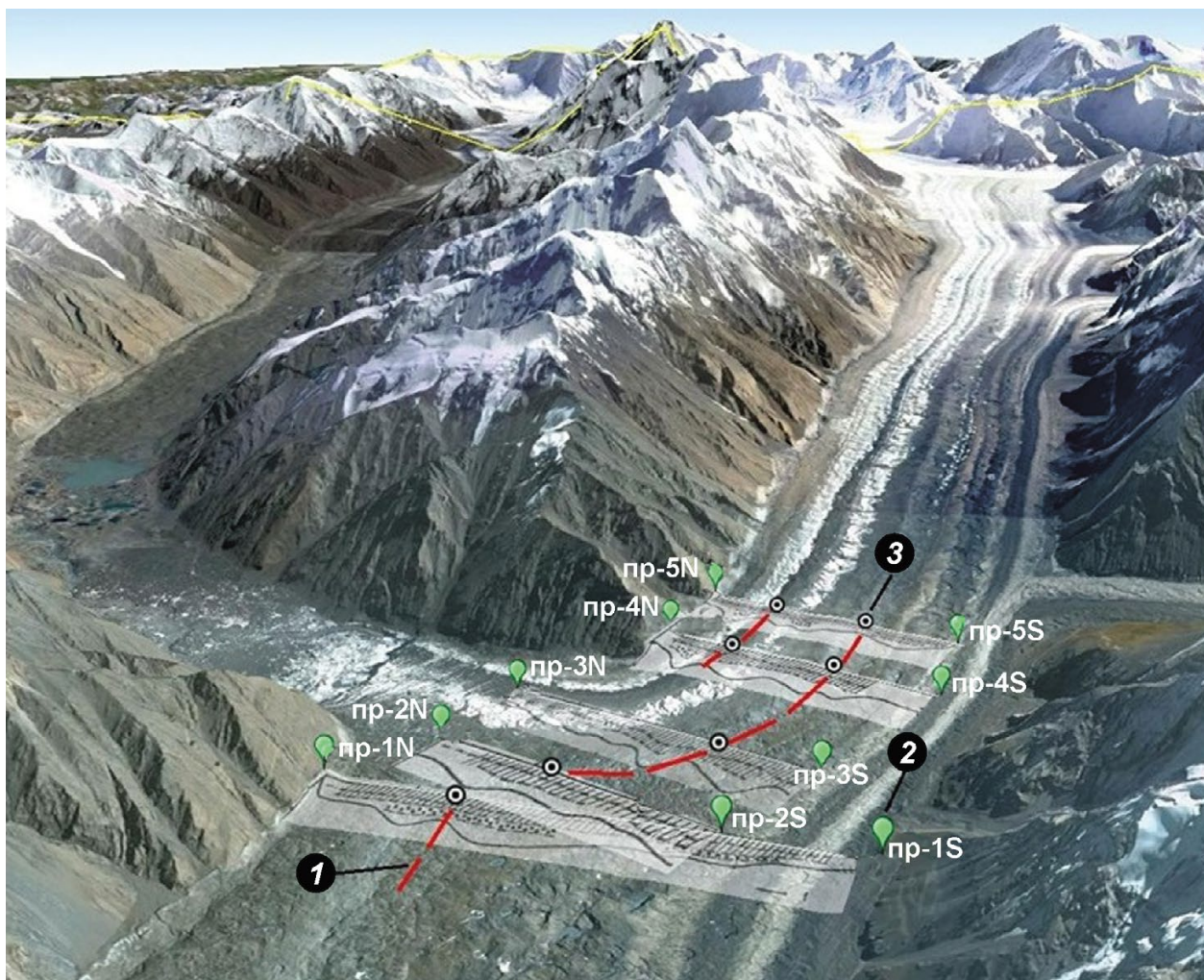


Рис. 5. 3D-рисунок профилей радиолокационного зондирования с графиками рельефа дна и предполагаемыми ригелями (1990 г.):

1 – предполагаемые ригели; 2 – точки начала и конца профилей; 3 – точки максимумов на графиках, отождествляемых с вершинами предполагаемых ригелей

Fig. 5. 3D-image of profiles of radar sounding with schedules of bottom relief and prospective thresholds (1990):

1 – prospective thresholds; 2 – points of the beginning and the end of profiles; 3 – points of maximum on the schedules identified with tops of prospective thresholds

ции ригелей на исследуемом участке слияния ледников Южный и Северный Энилчек: «В районе озера Мерцбахера на поперечных разрезах языка (пр–1–5) у левого борта и вблизи оси ледника последовательно прослеживаются углубления на ложе, которые, по-видимому, отражают сложную динамику течения ледника и влияние на нее ледников – притоков» [2].

Если предположить, что ложе ледника, определённое из количественных измерений его толщины, коррелирует с рельефом троговой долины, то, проецируя точки максимумов графиков радиолокационных исследований (предвари-

тельно интерпретируемые как вершины ригелей) на поверхность ледника и соединив их, получим линии (красные пунктирные), которые показывают предполагаемые ригели на поверхности ледника (рис. 5).

Анализ результатов радиолокационного зондирования ледника Южный Энилчек в пределах профилей пр–1–5 позволил выделить три крупных ригеля, образовавшихся в результате экзарационной деятельности ледника. Ригели на участке слияния ледников Южный и Северный Энилчек – продольные и дугообразные (см. рис. 5). *Первый ригель* – дугообразный, его длина – 2,5 км,

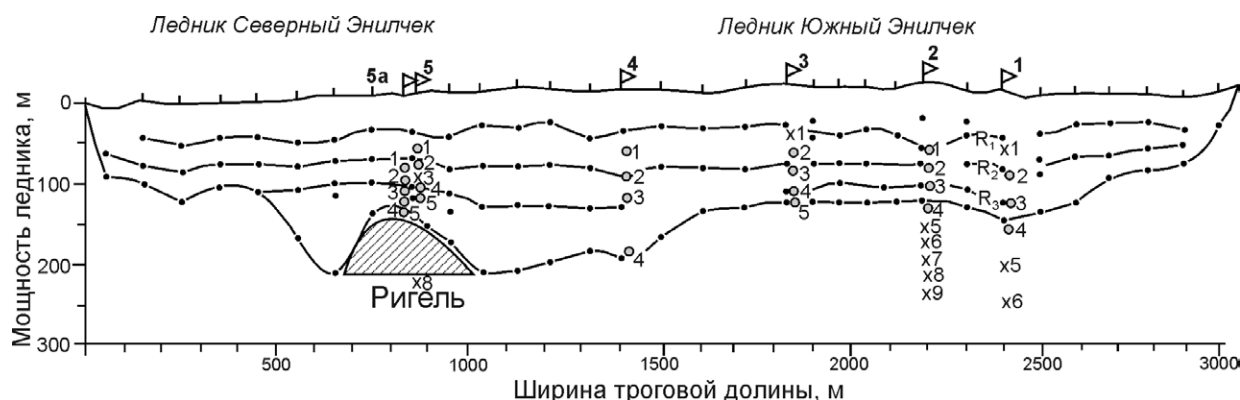


Рис. 6. Разрез ледника Южный Энилчек по поперечному профилю пр–1 (1990 г.)

Fig. 6. Cross-section of Southern Enilchek Glacier on the profile pr–1 (1990)

а ширина основания – 250–300 м. Он расположен в пределах профилей пр–2–5. Высота ригеля – 100 м. Второй ригель находится у северного борта ледника Южный Энилчек в пределах профилей пр 4–5, ширина основания ригеля – 200 м, высота с северной стороны – 100 м, с южной – 50 м. Третий предполагаемый ригель, определённый по радарным данным, показан на разрезе ледника Южный Энилчек по поперечному профилю пр–1 (1990 г.) (рис. 6) [2]. Вероятно, здесь мы имеем дело с продольным ригелем, образовавшимся в месте слияния двух ледников, которые усиленно выпахивают ложе и переуглубляют долину. Третий ригель расположен между ледником Южный Энилчек и так называемой «мёртвой», неподвижной частью ледника Северный Энилчек.

На рис. 6 показан детальный поперечный разрез ледника Южный Энилчек по профилю пр–1. По нему можно определить примерные размеры предполагаемого трапециеобразного ригеля. Высота ригеля составляет 80 м, ширина основания – 350 м, в верхней части ригель сужается до 100 м. По сторонам ригеля чётко выделяются ванны выпахивания глубиной до 100 м. Северная ванна выпахивания – V-образная, ширина верхней части ванны около 300 м, предположительно она была выработана при движении ледника Северный Энилчек. Южная, более пологая ванна выпахивания выработана ледником Южный Энилчек [2].

Результаты электроразведочных работ методом ВЭЗ на участке перемычки представлены в виде геоэлектрических разрезов, полученных с помощью программы RES2DINV (рис. 7). Вертикальная шкала разрезов – глубина зондиро-

вания в метрах, горизонтальная шкала – длина профиля в метрах, цветная шкала – удельное сопротивление пород, слагающих разрез, в Ом·м. Анализируя разрез продольного профиля II–II перемычки, можно констатировать, что невысокие значения удельного электрического сопротивления (от синего до коричневого цвета) отвечают переслаиванию моренных, донных отложений и льда, а высокие (от коричневого до малинового цвета), скорее всего, соответствуют коренным породам, слагающим ложе перемычки. Разрез поперечного профиля I–I даёт более интересную информацию. В центральной части разреза наблюдается переслаивание пород с невысоким сопротивлением. Вероятно, это – ванна выпахивания, заполненная прослоями льда, моренных и донных отложений. Высокие значения удельного электрического сопротивления в центре и правой части разреза, по всей видимости, фиксируют ригели. Положение этих ригелей в плане совпадает с ригелями, выделенными по данным магнитометрии (см. рис. 2) [4].

Профиль I–I ВЭЗ проходит рядом с профилем 14 радиозондирования, поэтому есть возможность сравнить результаты этих двух методов. На обеих томограммах ВЭЗ (см. рис. 7), особенно отчётливо на разрезе II–II, выделяются четыре разных по сопротивлению слоя: 1) № 1 – верхний слой мощностью от 5 до 10 м с удельным сопротивлением от 20 до 900 Ом·м, выделяется на томограммах сине-голубым цветом; 2) № 2 – находится ниже приповерхностного слоя № 1, характеризуется удельным сопротивлением от 1000 до 13 000 Ом·м и залегает до глубин 15–17 м от дневной поверхности; на томограммах этот

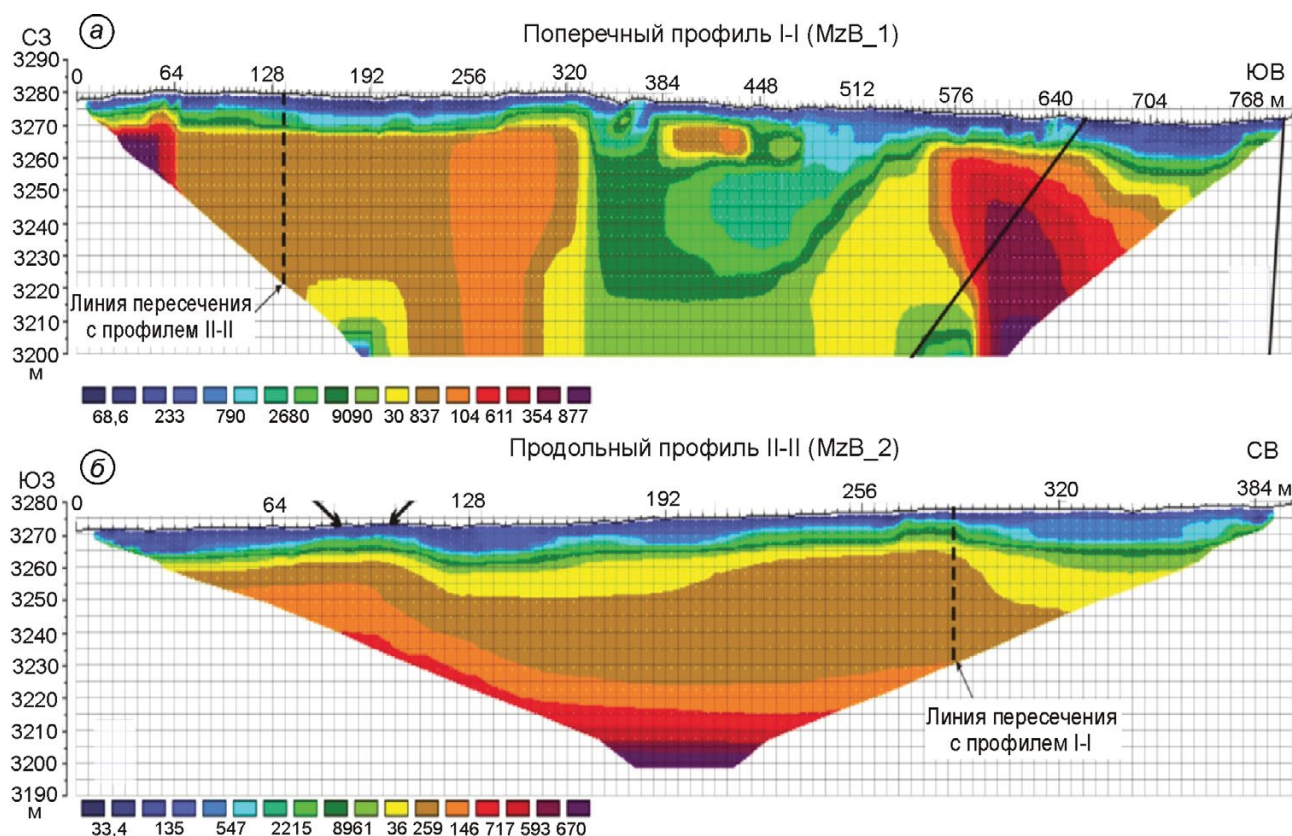


Рис. 7. Геоэлектрические разрезы (томограммы) «перемычки» по профилям:

a – поперечный профиль I–I; *б* – продольный профиль II–II

Fig. 7. Geoelectric cuts (tomograms) of «dam» on profiles:

a – cross-section profile I–I; *б* – longitudinal profile II–II

волнообразный в продольном сечении слой выделен оттенками зелёного цвета; 3) № 3 – его удельное сопротивление от 14 000 до 40 000 Ом·м, выделен жёлто-коричневым цветом, залегает на глубинах более 20–23 м; 4) № 4 – сопротивление более 100 000 Ом·м, представлен на томограммах оттенками красно-бурого цвета.

На геоэлектрическом разрезе I–I между 320-м и 576-м погонными метрами выделяется участок с низким удельным электрическим сопротивлением ($\rho \leq 10\,000$ Ом·м) с зоной каплеобразной конфигурации в поперечном сечении в интервале между 460–520 пог. м с удельным электрическим сопротивлением $\rho \leq 600$ Ом·м, как бы затекающей на глубину до 40 м от поверхности. Указанная зона каплеобразной формы представляет собой глубокий талик в массиве мерзлоты и льда, в верхней части которого, ниже отметки 3270 м, формируется поток воды, возможно просачивающейся из Верхнего озера или из термокарстовых озёр, разбросанных на конечно-моренном

комплексе Верхнего озера. Это предположение, в случае невозможности проведения здесь в будущем разведочного бурения, требует проверки другими геофизическими методами.

Лёд хорошо прослеживается на краевых участках геоэлектрического разреза I–I, особенно на юго-восточном борту ледниковой долины. Отметим, что на поверхности рассматриваемого участка в интервале между 320–800 пог. м имеются многочисленные термокарстовые воронки, а сама поверхность гипсометрически находится ниже северо-западной части долины. Совокупность этих особенностей также может свидетельствовать о существенном протаивании погребённого льда на указанном участке профиля I–I. Погребённый ледниковый лёд сверху покрыт слоем слоистых озёрно-ледниковых отложений мощностью 5–10 м.

На юго-восточном фланге разреза I–I, между 660 и 760 пог. м, на томограмме выделяется корытообразная зона низких сопротивлений, харак-

терных для талых пород глубиной до 8–10 м от поверхности. Более глубокое протаивание массива на этом участке с поверхности, скорее всего, связано с обогревающим действием потока талых вод, стекающих с карово-висячего ледника южного борта долины Северного Энилчека. Таким образом, возникновение термоэрозионных понижений на юго-западном фланге разреза I–I, т.е. на правом борту долины, обусловлено обогревающим действием потоков талых вод, просачивающихся в мёрзлые флювиогляциальные отложения или в толщи погребённого под ними льда. Известно, что талые воды прокладывают в толще ледникового тела каналы по многочисленным трещинкам.

Мёртвый лёд на исследуемом участке перемычки, прикрытый чехлом моренных и флювиогляциальных отложений, медленно тает, что приводит к перестройке внутреннего строения флювиогляциальных отложений вплоть до поверхности и вызывает термоэрозионные деформации. Именно по этой причине на рассматриваемом участке отмечаются процессы термокарста и инверсии рельефа. Таким образом, результаты электроразведки по профилю I–I показывают, что ледниковый лёд на перемычке пронизан таликами, в том числе глубоким таликом с потоком воды, просачивающейся из расположенных выше термокарстовых озёр и/или из Верхнего озера [4].

По данным радиозондирования, перемычка между приледниковыми озёрами по профилю 14 также имеет слоистое строение и состоит преимущественно из льда толщиной до 66 м. Выделено четыре слоя, различающихся по скорости распространения радиоволн: А2 — мощность 33,3 м; Б2 — 8,6 м; В2 — 1 м; Г2 — 23,1 м. Причём слой В2 выделяется лишь на небольшом участке профиля: вблизи водного потока, соединяющего озеро перемычкой. В верхнем слое А2 относительно высокую скорость распространения радиоволн можно объяснить большим содержанием во льду примесей с низкой диэлектрической проницаемостью. К таким примесям относятся, например, воздух или кремнезём, у которых плотность равна или близка к единице. Более низкая скорость распространения радиоволн в слое Б2 объясняется повышенным содержанием воды во льду.

Для слоя В2 характерна ещё более низкая скорость распространения радиоволн. С учётом по-

грешности измерений она соответствует скорости распространения радиоволн в пресной воде — приблизительно 33 м/мкс. Самый нижний слой Г2 характеризуется повышенной скоростью распространения радиоволн, которую, как и для слоя А2, можно объяснить большим содержанием во льду примесей с низкой диэлектрической проницаемостью [2]. Сравнение результатов электро- и радиозондирования показало что и в первом, и во втором случаях общая мощность перемычки составляет 60–70 м. В обоих случаях выявлено также наличие в разрезе перемычки четырёх слоёв, различающихся по мощности.

Выводы

1. Впервые в районе слияния ледников Южный и Северный Энилчек проведены площадные магнитометрические исследования. В результате исследований выделен подлёдный ригель дугообразной формы, который в магнитном поле отражается интенсивной положительной магнитной аномалией. Ригель служит барьером при движении ледника Южный Энилчек и поворачивает его правые потоки, создающие ледовую плотину у оз. Мерцбахера (см. рис. 3).

2. Впервые по измерениям магнитного поля под грунтовой «перемычкой», разделяющей оз. Мерцбахера на верхнюю и нижнюю ванны, обнаружен подковообразный ригельный барьер, обращённый дугой на запад в сторону ледовой плотины озера. Ригель служил барьером для накопления донных осадков и создал грунтовую намывную плотину, разделившую оз. Мерцбахера на две части (см. рис. 2).

3. По измерениям магнитного поля инструментально подтверждён выделенный ранее на основе дешифрирования космических снимков региональный линеамент и впервые оценена его ширина — 160 м.

4. Комплексные геофизические (радиолокационные, электроразведочные и магнитометрические) измерения [8] строения ледникового ложа разных лет позволили установить разрывные тектонические подлёдные нарушения и ригели, а также выяснить их роль в образовании прорывоопасного ледникового оз. Мерцбахера.

Благодарности. Автор выражает благодарность Ш.Э. Усупаеву, Р.А. Усубалиеву, А.С. Дудашвили,

А.Б. Джуманалиеву, О.В. Буюеву за помощь в проведении полевых измерений и подготовке данной статьи.

Литература

1. Богородский В., Бенгли Ч., Гудмандсен П. Радиогляциология. Л., Гидрометеиздат, 1983. 312 с.
2. Мачерет Ю.Я., Никитин С.А., Бабенко А.Н., Веснин А.В., Боброва Л.И., Санкина Л.В. Толщина и строение ледника Южный Иньльчек по данным радиозондирования // МГИ. Вып. 77. 1992. С. 86–97.
3. Никитский В.Е., Бродовой В.В. Комплексирование геофизических методов при решении геологических задач. М.: Недра, 1976. 496 с.
4. Торгоев И.А., Торгоев А.Д., Оморов Б., Бюретте С. Отчёт по результатам геофизических исследований перемычки подпрудно-ледникового озера Мерцбахера. Бишкек: изд. НИЦ «ГЕОПРИБОР», НАН КР, 2012. 20 с.
5. Шакиров А.Э. Изменение направления движения ледника Южный Энилчек // VI Междунар. конф. молодых ученых и студентов «Современные техника и технологии в научных исследованиях». Бишкек: изд. Международного научно-исследовательского центра – Геодинамический полигон. Научная станция РАН (МНИЦ – ГП НС РАН), 2014. С. 73–75.
6. Шакиров А.Э., Усупаев Ш.Э. Геофизическое зондирование ледника Южный Энилчек в районе высокогорного прорывоопасного озера Мерцбахера // Мониторинг, прогнозирование опасных процессов и явлений на территории Кыргызской Республики. Бишкек: изд. МЧС КР, 2012. С. 679–683.
7. Шакиров А.Э., Орунбаев С.Ж., Усупаев Ш.Э. Комплексное геофизическое зондирование многолетнемерзлых грунтовых толщ ледника Северный Энилчек на «перемычке» озера Мерцбахера // V Междунар. конф. молодых ученых и студентов «Современные техника и технологии в научных исследованиях». Бишкек: изд. Международного научно-исследовательского центра – Геодинамический полигон. Научная станция РАН (МНИЦ – ГП НС РАН), 2013. С. 131–139.
8. Яновский Б.М. Земной магнетизм. Л.: изд. ЛГУ, 1963. 456 с.

Summary

Investigation of the South and North Enilchek glaciers was related to prospects for future development of water, hydropower, and mineral resources of the Sary-Jaz River basin. The main objective of the magnetometric studies at the first locality was to

elucidate causes to divide the Merzbacher Lake into two parts, and on the second one it was the finding out why the north longitudinal segments of the South Enilchek Glacier turned toward the newly formed the Merzbacher Lake. To achieve these objectives, it was necessary to solve the following problems: to determine the geological structure of rocks forming the glacier bed; to prove or to disprove a presence of lineaments and faults defined from geological features and satellite images, as well as to perform mapping of morainic deposits. To solve these problems we compared data of radar (1990), magnetometric (2011–2013), and electrometric (2012) measurements. The magnetometric measurements of 2011 made possible to obtain the following results: 1) the regional lineament that was earlier identified from interpretation of the satellite images and extending from the south-east to the north-west had been instrumentally verified; its width of about 160 m was first determined; 2) the bow-shaped anomalous zone of width 150 m hidden under the glacier had been revealed. It was previously identified with the riegel presence; 3) the mapping of the moraine deposits was successfully performed.

The areal magnetometric survey near the «dam» made possible to find out that its bed had a horse-shoe-shaped riegel ledge that earlier created a barrier for accumulation of bottom sediments and, thus, formed a distinctive alluvial dam facilitating formation of rather wide interface between upper and lower parts of the Merzbacher Lake. As a result of the areal magnetometric survey performed near the North and South Enilchek glaciers' coalescence, the subglacial bow-shaped riegel was detected that served as one of causes to turn its right flows toward the Merzbacher Lake. Analysis of results of the above radar, magnetometric, and electrometric measurements allowed the following: 1) to identify a presence of rieglers and to determine their roles in formation of the glacial Merzbacher Lake that may constitute a threat of water breakthrough; 2) to determine the geological structure of rocks forming the glacier beds; 3) to prove presence of lineament and tectonic faults defined from geological features and satellite images as well as to perform mapping of moraine deposits. Results of geophysical studies presented in the paper make highly important scientific and practical contribution into solution of the problem of future construction of a cascade of hydropower stations in the Sary-Jaz River basin.

СНЕЖНЫЙ ПОКРОВ И СНЕЖНЫЕ ЛАВИНЫ

УДК 551.578.481

doi:10.15356/2076-6734-2015-2-53-59

Влияние характеристик снега на лавинообразование

© 2015 г. П.А. Черноус¹, Ю.Г. Селиверстов², В.Е. Сучков³¹Центр лавинной безопасности ОАО «Апатит», г. Кировск; ²Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова;³Противолавинная служба ГЛК «Роза-Хутор», пос. Эсто-Садок, Краснодарский край
pchernous48@gmail.com

Snow variability effect upon avalanching

P.A. Chernous¹, Yu.G. Seliverstov², V.E. Suchkov³¹Center for Avalanche Safety of «Apatit», Kirovsk; ²Lomonosov Moscow State University;³Avalanche Service of «Roza Khutor» Ski Resort, Esto-Sadok, Krasnodarskiy Kray

Статья принята к печати 7 августа 2014 г.

*Изменчивость снежного покрова, лавины, мониторинг, оценка устойчивости снега.**Avalanches, monitoring, snow cover variability, snow stability estimate.*

Толщина, плотность, прочность на сдвиг и температура снега на горных склонах рассматриваются как случайные поля или процессы. Параметры этих полей (процессов) оценены в нескольких географических районах. Показано, что ошибки оценки устойчивости снега зависят от этих параметров, числа точечных измерений, а также методов измерений. Рассматриваются ошибки различных методов пространственной и временной интерпретации измерений характеристик снега. Представлены результаты этих исследований для Хибин, Алтая, Байкальского хребта и Кавказа. Мониторинг устойчивости снега на склоне, как и прогнозирование лавин, труднее всего вести в районах с большой пространственной изменчивостью снега, к которым в первую очередь относятся Хибины.

Thickness, density, shearing strength, and temperature of snow on mountain slopes are considered as stochastic fields or processes. Parameters of these fields (processes) were estimated in several geographical regions. Errors of snow stability estimation are shown to be depending on the above parameters, quantity of point measurements, and the measurement technique. Errors of different methods of space and time interpretation of measurements of the snow characteristics are discussed. Results of these studies performed on slope of the Khibiny Mountains, the Altai, the Baikal Mountains, and the Caucasus are presented in the article. Monitoring of the snow cover stability on slopes and the avalanche forecasting are the most difficult actions to be carried out in areas with great spatial variability of snow. The Khibiny Mountains are first of all such area among other ones.

Введение

При оценке устойчивости снега на склоне и возможности образования лавины всегда возникает вопрос об интерпретации измерений характеристик снега, полученных в отдельных точках склона в определённые моменты времени. В большинстве методических руководств по оценке устойчивости снега рекомендуют вести измерения в репрезентативных точках. Однако никаких методов количественной оценки репрезентативности таких измерений не предлагается. Исследования пространственной изменчивости высоты¹ и плотности снега в горах обычно вы-

полняются в гидрологических целях. При этом размеры участков исследований существенно больше размеров лавинного очага. Что касается пространственной изменчивости такой важной для определения устойчивости снега на склоне характеристики, как временное сопротивление сдвигу, то авторам известна лишь одна² попытка её определения [4]. Исследований пространственной статистической структуры температуры снега на склоне авторам не известно. В работах [5, 6, 9] показано, что статистическая структура полей характеристик снега, контролирующих его устойчивость на склоне, сильно меняется в зависимости от условий формирования снежного покрова.

¹Под высотой снега в данном случае понимается толщина снежной толщи, измеряемая по вертикали, т.е. при значительном уклоне она не совпадает с истинной толщиной снега.

²Известны исследования, в которых приводятся качественные данные об изменчивости тех или иных параметров или некоторые параметры, характеризующие разброс измеряемой характеристики снега, но связь этих параметров не оценивается.



Рис. 1. Измерение характеристик снега вдоль горизонтального профиля на склоне горы Айкуайвенчорр (Хибины) 7 апреля 2009 г.

Fig. 1. An example of measurements of the snow characteristics along horizontal profile on the slope of Mt. Aikuaiventchorr (the Khibiny Mountains), April 7, 2009

Естественно предположить, что объёма измерений, проводимых для оценки устойчивости снега в районах с его невысокой пространственной изменчивостью, будет недостаточно для территорий, где эта изменчивость высока.

Всё это в полной мере относится и к временной изменчивости характеристик снега, контролирующей его устойчивость на склоне. Задача настоящей работы — сравнить параметры изменчивости характеристик снега, контролирующей его устойчивость на склоне, полученные авторами в различных географических районах, и проанализировать их влияние на оценку устойчивости снега на склоне. Сделана также попытка сформулировать рациональный подход к сбору данных о снеге для оценки его устойчивости.

Материалы и методика исследований

Пространственная статистическая структура характеристик снега исследовалась на основании измерений этих характеристик вдоль горизонтальных профилей и по профилям, направленным по линии падения склона (рис. 1). Шаг между измерениями в каждом профиле был постоянным. Шаг между измерениями в различных профилях менялся от 0,2 до 5 м. Общая толщина (глубина) снежного покрова или отдельных (верхних) его слоёв измерялась по нормали к склону с помощью щупов или линеек с ценой деления 1 см. Плотность снега определялась путём отбора проб снега в контейнеры фиксированного объёма с последующим их взвешиванием. Объёмы использовавшихся контейнеров — 100 и 500 см³. Взвешивание выполнялось с помощью

пружинных и электронных динамометров с точностью до 2 г. Временное сопротивление сдвигу определялось рамочными тестами [1]. Для этого использовалась квадратная в основании рамка размером 10 × 10 см² и высотой 5 см. Сдвигающие усилия измерялись электронными и пружинными динамометрами с ценой деления от 10 до 100 г. Продолжительность одного измерения — 1–2 с (быстрый сдвиг). Сопротивление сдвигу зависит от скорости приложения нагрузки. Так, минимальные значения сопротивления сдвигу получают при быстром сдвиге [1]. Температура снега измерялась малоинерционным электронным термометром с точностью до десятых долей градуса.

В настоящей работе использованы результаты измерений в Хибинах (1986–2009 гг.), на Алтае (Семинский хребет, 2008 г.), в Восточной Сибири (Байкальский хребет, 2009 г.) и на Кавказе (хр. Аибга, 2013 г.) (таблица). Наибольший объём измерений, в том числе толщины снежного покрова, проведён в Хибинах (горы Айкуайвенчорр и Ловчорр). В других районах измерения вели один зимний сезон. Измерения остальных параметров были не столь многочисленны из-за трудоёмкости их выполнения.

В течение рабочего дня два человека могут измерить толщину снежного покрова (или его слоёв) по профилям, содержащим до 400 точек. Как правило, число точек измерений в профиле варьировало от 100 до 200. Поля подобных характеристик снега рассматривались как случайные. Результаты измерений анализировались статистическими методами. В работе [6] это рассматривается подробнее. Влияние пространственной изменчивости характеристик снега на оценку его

Характеристика участков наблюдений

Район	Долгота/широта, градусы	Диапазон высот, м	Крутизна, градусы	Экспозиция	Подстилающая поверхность
Хибины	33,77/67,60	500–1100	10–30	ЮВ, Ю, ЮЗ, З,СЗ	Обломочный материал, старый снег
Семинский хребет (Алтай)	85,61/51,04	1700–1800	10	В, СВ	
Байкальский хребет	108,80/55,74	1000–1200	15–20	С	Старый снег
Хр. Аибга (Кавказ)	40.29/43.64	1500–2000	25–35		

устойчивости на склоне анализировалось в рамках точечной модели, учитывающей составляющую гравитационной силы, направленную вдоль склона $\rho g h \sin \alpha$ (сдвигающая сила), силу трения $f \rho g h \cos \alpha$ и сцепление c . При этом условие предельного равновесия выглядит следующим образом:

$$\rho g h \sin \alpha = c + f \rho g h \cos \alpha. \quad (1)$$

Анализ временной изменчивости высоты (измерения по вертикально установленным снегомерным рейкам) снежного покрова велся теми же методами, что и пространственной изменчивости, но только для отдельных снегомерных пунктов на Кавказе и в Хибинах. На Кавказе выполняли ежесуточные наблюдения за высотой снега в 14 снегомерных пунктах, расположенных в высотном диапазоне 920–2217 м над ур. моря на северном склоне хр. Аибга (горнолыжный комплекс «Роза Хутор»). В Хибинах для этой цели использовали данные ежесуточных наблюдений на горно-лавиной станции «Центральная» (1090 м над ур. моря). Для оценки временной изменчивости с более высоким временным разрешением использовались данные измерений высоты снега на этой же станции, которые ведутся там во время метелей каждые три часа (в эти периоды высота снега меняется быстрее всего).

Результаты исследований и их обсуждение

По данным измерений на стационарных пунктах наблюдений горнолыжного комплекса «Роза Хутор» (зима 2012/13 г.) оценена временная изменчивость высоты снежного покрова. За сутки в местах установки снегомерных реек она могла и уменьшаться, и увеличиваться, но не более чем на 0,4 м. Более 70% всех суточных изменений лежит в интервале $\pm 0,1$ м, а в пределах $\pm 0,2$ м находятся 90% всех суточных изменений. Максимальный суточный рост высоты снега на метеоплощадке горно-лавиной станции «Центральная»

в 1968–2011 гг. составил 0,6 м, а максимальное уменьшение – 0,8 м. Более 99% всех суточных изменений находятся в интервале $\pm 0,2$ м. Среднее абсолютное суточное изменение высоты снега равно 2,4 см. Анализируя временную изменчивость высоты снега на хр. Аибга, отметим, что явной зависимости средних абсолютных суточных изменений высоты снега от абсолютной высоты снегомерного пункта не наблюдается. Их величины находятся в диапазоне 6,2–9,5 см.

Таким образом, временная изменчивость высоты снега на хр. Аибга оказалась существенно выше, чем на плато Ловчорр. Объяснить это можно менее интенсивными твёрдыми осадками и более активной метелевой деятельностью в Хибинах, а также тем, что исходная высота снега на метеоплощадке горно-лавиной станции «Центральная» была получена осреднением измерений по трём снегомерным рейкам. Приведённые величины характерны для зимнего периода в целом. Основные изменения высоты снега происходят во время снегопадов и метелей и могут быть существенно больше. В дни со снегопадами и метелями средние абсолютные суточные изменения высоты снега на хр. Аибга составили 8–16 см, а в Хибинах – 4 см.

В Хибинах на основании измерений на метеоплощадке во время метелей, когда измерения проводились через каждые три часа, оценены стандартные отклонения высоты снега. Для полученных временных рядов они менялись от 0,1 до 8 см. Если в качестве минимальной толщины слоя снега, из которого может образоваться лавина, принять величину 0,2 м, то полученные характеристики временной изменчивости свидетельствуют о возможных существенных ошибках в оценке устойчивости снега при измерении его высоты один раз в сутки.

Большинство результатов исследований пространственной статистической структуры характеристик снега, контролирующих его устойчивость на склоне, для Хибин уже опубликованы [2, 5, 6,

9)]. Поэтому мы приведём здесь лишь некоторые количественные параметры, необходимые для их сравнения с результатами, полученными в других физико-географических условиях. На Алтае и Байкальском хребте стандартные отклонения толщины и плотности снежного покрова верхних его слоёв при измерениях по профилям оказались значительно меньше, чем по профилям с аналогичной средней толщиной снега в Хибинах. Если в Хибинах для слоя средней толщиной 0,5 м и больше они составляли 0,3–0,4 м, то на Алтае и Байкальском хребте их значение не превышало 7 см, а для верхних слоёв снега средней толщиной до 40 см оно находилось в пределах 2–4 см. Аналогичные показатели для Кавказа находятся в диапазоне 6–19 см. Коэффициенты вариации толщины снега на склонах в Хибинах (0,1–1,4 для верхнего слоя снега) также были значительно больше, чем в других районах: Алтай и Байкальский хребет – 0,06–0,17; Кавказ – 0,07–0,3. Это характерно и для плотности снега, измерения которой, кроме Хибин, проводились на Алтае и Байкальском хребте. Коэффициенты вариации плотности в Хибинах были в диапазоне 0,05–0,17, а на Алтае и Байкальском хребте – 0,04–0,12.

Что касается связи между характеристиками снега, контролирующими его устойчивость, то для Хибин отмечается очень быстрое падение пространственных связей между этими характеристиками. Так, размер радиусов автокорреляции (в качестве радиуса корреляции в настоящей статье принято расстояние, на котором автокорреляционная функция убывает на порядок) толщины, плотности и прочности снега находился в диапазоне 15–20 м. Эта величина для толщины и плотности снега на Алтае и Байкальском хребте оказалась несколько больше – 15–25 м. Возможно, полученная для данных районов относительно слабая пространственная корреляция связана с невысокой дисперсией толщины снега и существенной по сравнению с ней ошибкой выбранного метода измерений.

Для толщины снега на Кавказе радиус автокорреляции находился в диапазоне 20–50 м (рис. 2). Хотя радиусы корреляции толщины снежного покрова на Алтае и Байкальском хребте незначительно отличаются от полученных на Кавказе, ошибка интерполяции толщины снежного покрова на Кавказе будет значительно выше из-за гораздо большей её дисперсии в этом районе. Ещё

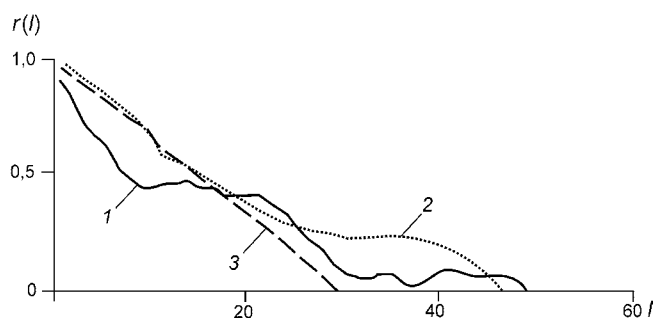


Рис. 2. Эмпирические автокорреляционные функции $r(l)$ толщины верхнего слоя снега от расстояния l . Хр. Аибга (Кавказ), 26 февраля 2013 г.

Измерения вдоль горизонтального профиля: 1, 3 – на южном склоне хребта, высота профиля 2220 м над ур. моря; 2 – на северном склоне хребта, высота профиля 1610 м над ур. моря

Fig. 2. Empirical autocorrelation functions $r(l)$ of the thickness of the upper snow layer of distance l . The Aibga Ridge (Caucasus), February 26, 2013.

1, 3 – measurements along a horizontal profile on southern slope of the ridge, the profile height – 2220 m a.s.l.; 2 – measurements along a horizontal profile on northern slope of the ridge, the profile height – 1610 m a.s.l.

меньшие дисперсии и большие радиусы автокорреляции получены по данным специальных маршрутных наблюдений за толщиной снега и его прочностью на сдвиг в Западном Тянь-Шане [4, 7].

Самая высокая пространственная изменчивость характеристик снега в лавинных очагах, безусловно, свойственна Хибинам (рис. 3). Как было показано в работе [6], для достижения точности интерполяции толщины снега в Хибинах, равной ошибке существующего метода измерений (0,2 м), расстояние между снегомерными рейками должно быть 1,5 м. Отметим, что, с точки зрения использования расчётных методов устойчивости снега на склоне, система снегомерных наблюдений Центра лавинной безопасности ОАО «Апатит» – бессмысленна (хотя даже поддержание её в рабочем состоянии – достаточно трудоёмкое и опасное дело). Существует она только потому, что для субъективных оценок устойчивости снега она полезна. Аналогичное замечание можно сделать и в отношении других систем мониторинга толщины снега в лавинных очагах.

Наименьшей пространственной изменчивостью характеризуется температура снега. По результатам наблюдений в Хибинах установлена довольно высокая отрицательная корреляция между температурой снега и его плотностью ($r = -0,63 \div -0,89$). Пространственная изменчи-

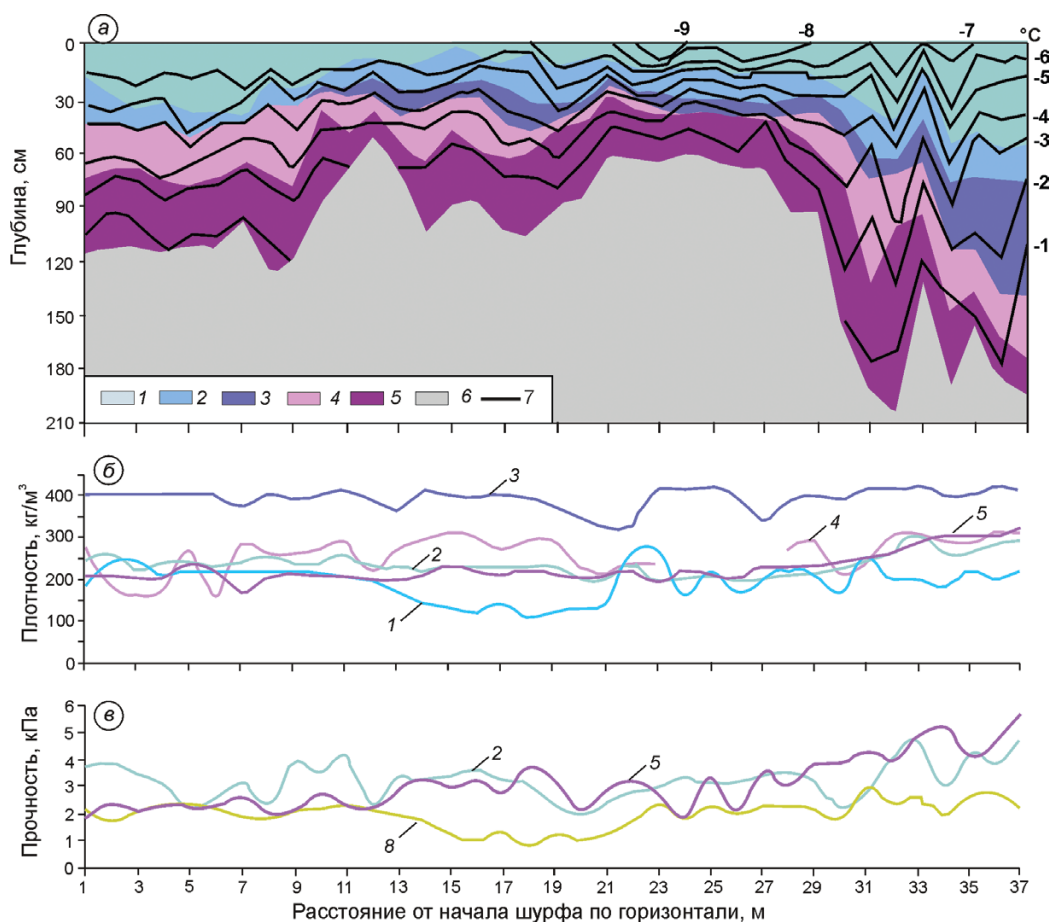


Рис. 3. Пример распределения глубины слоёв и температуры (а), плотности (б) и прочности на сдвиг (в) в снежном покрове по данным измерений вдоль горизонтального профиля (высота профиля 530 м над ур. моря). Измерения проведены 7 апреля 2009 г. с 10 до 16 ч на склоне горы Айкуайвенчорр юго-восточной экспозиции и крутизной 15°. 1 – метелевый снег; 2 – мелкозернистый ($d < 1,5$ мм) снег; 3 – мелкозернистый плотный снег; 4 – среднезернистый ($1,5 < d < 3,5$ мм) снег; 5 – крупнокристаллическая ($d > 0,5$ мм) глубинная изморозь; 6 – земля; 7 – изотермы; 8 – контакт метелевого и мелкозернистого снега. Изотермы построены по данным измерений в середине слоёв. Плотность – средняя в слое. Прочность на сдвиг измерялась внутри слоёв мелкозернистого снега (2), крупнокристаллической глубинной изморози (5) и на контакте метелевого и мелкозернистого снега (8)

Fig. 3. An example of snow thickness and temperature (a), density (b) and shear strength (c) distributions according to measurements along the horizontal profile (profile height 530 m. a.s.l. Measurements were carried out from 10 am to 16 pm, April 7, 2009 on a slope of Mt. Aikuaiventchorr of SE aspect and inclination of 15°. 1 – snowstorm snow; 2 – fine-grained snow ($d < 1,5$ mm); 3 – fine-grained dense snow; 4 – medium-grained snow ($1,5 < d < 3,5$ mm); 5 – coarse deep hoar ($d > 0,5$ mm); 6 – ground; 7 – isotherms; 8 – interface between snowstorm snow and fine-grained snow ($d < 1,5$ mm); 8 – isotherms. Isotherms have been obtained with measurements in the middle of the layers. Density – mean density for a layer. Snow shear strength was measured inside fine-grained snow (2), coarse deep hoar (5) and for interface between snowstorm snow and fine-grained snow (8)

вость свойств снега, определяющих его устойчивость на склоне, может влиять как на сам процесс лавинообразования, так и на качество интерпретации исходных данных для оценки устойчивости снега на склоне и возможности образования лавины. Примеры непосредственного влияния пространственной изменчивости характеристик снега на лавинообразование приведены в рабо-

те [2]. Если использовать условие устойчивости снега в произвольной точке (например 1), а в качестве входных данных для неё брать результаты пространственной интерполяции результатов измерений в других точках склона, то возможны весьма существенные ошибки. Ошибки сравнения какой-либо критической характеристики снега, полученной в некоторой точке склона с

помощью уравнения (1) на основании интерполяции в эту точку склона других характеристик снега, с её фактической характеристикой (также полученной с помощью интерполяции) могут достигать сотен процентов.

Согласно выполненным исследованиям, наибольшие ошибки характерны для Хибин, существенно меньшие — для Кавказа, ещё меньшие — для Алтая и Байкальского хребта и относительно небольшие — для Западного Тянь-Шаня. Для этого нами применялся метод оценки точности интерполяции в случайном поле. Помимо точности интерполяции, критериями построения сети мониторинга снежного покрова на склоне с целью оценки его устойчивости могут быть точность определения средних интегральных величин и точность определения математических ожиданий характеристик снега [5]. В Центре лавинной безопасности ОАО «Апатит» оценены ошибки замены средних интегральных величин по различным площадям единичными измерениями для Хибин. В некоторой степени эти оценки могут служить характеристиками репрезентативности измерений. Так, при средней толщине снега более 0,5 м для квадрата 10×10 м² стандартная ошибка замены средней интегральной толщины на этой площади толщиной снега, измеренной в его центре, составляет 0,32 м. При этом необходимо учитывать, что примерно в 30% случаев реальные ошибки превысят эту величину.

Анализ, проведённый в Хибинах, показал, что измерения всех рассматриваемых в статье характеристик снега (за исключением температуры), сделанные на расстоянии 5–10 м, можно рассматривать как статистически независимые и в соответствии с этим следует выбирать и места, и количество измерений для получения необходимой точности этих оценок. Стандартные ошибки толщины снега при интерполяции с помощью такой сети зависят от толщины снежного покрова и могут превышать 0,6 м. Относительные же ошибки могут превышать 100%, особенно для верхних слоёв снега. В то же время, согласно данным о пространственной изменчивости характеристик снега [4, 7], интерполяция в лавинных очагах Западного Тянь-Шаня будет достаточно точной и эффективной, а точность определения средних интегральных величин и точность определения математических ожиданий будет на порядок выше по сравнению с Хибинами.

Заключительные замечания

Одно из главных препятствий для детального прогноза лавин, наряду с отсутствием адекватных моделей поведения снега на склоне, — невозможность достаточно точно описать пространственно-временные характеристики снежного покрова, контролирующие его устойчивость на склоне. Исследования показывают, что существующая система мониторинга толщины снежного покрова не обеспечивает приемлемое качество данных о снеге в лавинных очагах для их однозначной интерпретации с целью оценки устойчивости снега на склоне и прогнозирования лавин. Кроме того, существует довольно высокая вероятность, что даже знак изменения величин характеристик снежного покрова в отдельные моменты времени на отдельных точках или на отдельных участках зоны зарождения лавин будет определён неправильно. Это общее замечание касается всех районов, где велись исследования.

В связи с большими различиями в пространственно-временной изменчивости характеристик снежного покрова на склонах в разных географических условиях нельзя дать общие рекомендации для построения сети точечных измерений на лавиноопасных склонах и периодичности проведения измерений. Для каждого горного района сеть мониторинга должна проектироваться с учётом собственной пространственно-временной статистической структуры характеристик снега. Данные о качестве существующих в противолавинных службах сетях мониторинга отсутствуют (за исключением сетей Центра лавинной безопасности ОАО «Апатит»), а само построение сетей не имеет рациональной основы. Отсутствуют и количественные оценки репрезентативности в пространстве и во времени единичных измерений (в Центре лавинной безопасности ОАО «Апатит» такие оценки выполнены для Хибин).

Согласно существующим представлениям, характерный размер ядер зарождения лавин из снежной доски составляет порядка 1 м. Методов для измерения характеристик снега в лавинных очагах с таким пространственным разрешением в настоящее время нет (за исключением измерений толщины снежного покрова). Наиболее эффективное решение задачи мониторинга толщины снежного покрова на склоне — использо-

вание современных специализированных систем лазерного сканирования [3, 8], которые уже применяются в ряде стран и позволяют оценить толщину снега с точностью до первых сантиметров с разрешением в пространстве в первые десятки сантиметров даже на большом удалении.

В случае остальных характеристик снега, контролирующих его устойчивость на склоне, необходимо определить хотя бы максимальное расстояние между измерениями, при котором интерполяция ещё имеет смысл, и для получения данных о снеге в произвольных точках использовать методы интерполяции в случайном поле. Критериями построения сети мониторинга снежного покрова на склоне для оценки его устойчивости могут быть также точность определения средних интегральных величин и точность определения математических ожиданий характеристик снега.

Для генерации входных данных в вероятностных моделях оценки устойчивости снега на склоне возможно и необходимо использование статистического моделирования³ полей характеристик снега в лавинных очагах. В этом случае неопределённость в исходных данных будет отражена в вероятностном заключении об устойчивости снега. В любом случае для каждого лавиноопасного района необходимы детальные исследования пространственной и временной статистической структуры характеристик снега на склонах.

Литература

1. Барашев Н.В., Подольский Е.А., Черноус П.А., Нишимура К. Сдвиговые испытания снега на прочность и методы их интерпретации для оценки устойчивости снега на склоне // МГИ. 2009. № 107. С. 115–119.
2. Божинский А.Н., Черноус П.А., Христов Ю.В. Статистическое моделирование неустойчивых состояний снежного покрова на склонах гор // Тр. Третьего всес. совещ. по лавинам. Л.: Гидрометеоиздат, 1989. С. 67–68.
3. Бойко Е.С., Погорелов А.В. Применение лазерного сканирования в исследованиях рельефа и снежного покрова. Морфометрический аспект. Новосибирск: Академическое изд-во «Гео», 2012. 147 с.
4. Канаев Л.А. Об изменчивости свойств снега // Тр. САРНИГМИ. 1969. Вып. 44 (59). С. 25–42.
5. Черноус П.А., Христов Ю.В. Оценка точности данных о толщине снега в лавиносборах // МГИ. 1988. № 55. С. 201–206.
6. Черноус П.А., Барашев Н.В., Федоренко Ю.В. Изменчивость характеристик снега и образование лавин // Лёд и Снег. 2010. № 3 (111). С. 27–36.
7. Чиркова А.А. Статистический анализ распределения глубины снежного покрова на малых площадях в горах // Тр. САРНИГМИ. 1977. Вып. 37 (118). С. 43–50.
8. Adams M., Gleirscher E., Gigele T., Fromm R. Automated Terrestrial Laser Scanner measurements of small-scale snow avalanches // Proc. Intern. Snow Science Workshop Grenoble – Chamonix Mont-Blanc – 2013. P. 1060–1065.
9. Chernouss P. Spatial and temporal variability of avalanche predictors and accuracy of their estimation. Les apports de la recherche scientifique a la securite neige, glace et avalanche // Actes du colloque. Chamonix, 30 mai – 3 juin 1995. Cemagref editions, 1995. P. 123–128.

Summary

Results of comparison between parameters of time and space statistical structure of fields and processes controlling snow cover stability on mountain slopes in different geographical regions are considered. Spatial variability of the snow thickness, density, shearing strength, and temperature on small slopes together with temporal variability of snow depth were analyzed. Field investigations were carried out on slopes of the Khibiny Mountains, the Seminsky Ridge (Altai), the Baikal Mountains, and the Aibga Ridge (Caucasus). The most variable in space snow pack was recorded in the Khibiny Mountains (it is caused by intensive snow drift), and the Caucasus Mountains appeared to be the most variable in time (owing to intensive snowfalls and thaws). It was revealed that estimations of critical for snow stability characteristics, obtained on the basis of point measurements, may reach hundreds of percents. Errors of interpolation as well as errors of averaging and mathematical expectations are suggested to be used when estimating a quality of the monitoring network. Examples of such estimations are demonstrated. It is suggested to use statistical simulation for the snow stability estimation taking account of the snow variability.

³Представляется, что это — единственный перспективный путь оценки устойчивости снега на склоне, но для него требуются надёжные детерминированные модели, описывающие поведение снега на склоне, и данные о статистической структуре характеристик снега.

О влиянии изменчивости параметров снежного покрова на промерзание грунта

© 2015 г. Н.И. Осокин, А.В. Сосновский, П.Р. Накалов

Институт географии РАН, Москва
alexandr_sosnovskiy@mail.ru**On the influence of variability of snow cover parameters to the ground freezing**

N.I. Osokin, A.V. Sosnovskiy, P.R. Nakalov

Institute of Geography, Russian Academy of Sciences, Moscow

Статья принята к печати 31 июля 2014 г.

*Глубина промерзания грунта, толщина снежного покрова, температура грунта, термическое сопротивление снега, экстремальные значения.
Depth of soil freezing, extreme values, ground temperature, snow depth, thermal resistance of snow.*

Глубина и скорость промерзания грунта определяются динамикой снегонакопления в первой половине холодного сезона. По данным маршрутных снегосъёмов на Европейской территории России и в Центральной Сибири рассмотрена динамика снегонакопления за два периода (1966–2000 и 2001–2010 гг.). Построены карты максимальных и минимальных значений отношения толщины снежного покрова в начальный период снегонакопления (до 1 января) к максимальной толщине снега за весь период холодного сезона. За последнее десятилетие (2001–2010) это отношение возросло на 10–20% в районах восточнее р. Лена, а на Европейской территории России и в бассейнах рек Обь и Енисей оно уменьшилось на 15–40%. Модельные расчёты показали, что различие в глубине промерзания грунта при разной динамике толщины снежного покрова может превышать 50%. Оценены внутригодовая изменчивость термического сопротивления снежного покрова и зависимость температуры грунта от толщины снежного покрова.

Depth and rate of the soil freezing are strongly determined by dynamics of snow accumulation during the first half of a cold season. Dynamics of snow accumulation over two periods (1966–2000 and 2001–2010) was analyzed using data of snow surveys performed on the European part of Russia and in basins of rivers Ob and Yenisei (Siberia). The ratio α of snow cover thickness measured for the first half of the cold season (until January 1st) to the maximal thickness for the whole period is taken as a characteristic of the snow accumulation dynamics. Maps of the ratio α on the above areas had been constructed. During the last period (2001–2010) values of this ratio increased by 10–20% in regions to the East of the Lena river, and they decreased by 15–40% in the European part of Russia and in basins of rivers Ob and Yenisei. Model calculations did show that differences in the soil freezing depths under different conditions of the snow cover growth sometimes exceeded 50%. Interannual variability of the snow thermal resistance and the snow cover influence.

Введение

Толщина снежного покрова в значительной степени определяет возможную изменчивость глубины промерзания сезонно-мёрзлого грунта и термический режим сезонно-талого грунта [1–3]. Наряду с изменением максимальной толщины снежного покрова, глубина промерзания грунта зависит также от внутригодовой динамики метеопараметров, в частности от динамики снегонакопления в первой половине холодного периода. Так, достаточно тонкий снежный покров в начале зимы и низкие температуры воздуха способствуют быстрому промерзанию грунта [9]. Поэтому к важным характеристикам относятся толщина снежного покрова в ноябре–декабре, когда в основном и происходит промерзание сезонно-талого слоя, и её соотношение с максимальной толщиной снежного покрова. В Центральной Якутии на фоне значительного повышения средней годовой температуры воздуха с 1975 по 2000 г. толщина снежного покрова уменьшилась, что существен-

но повысило устойчивость криолитозоны к потеплению климата [10].

Другой фактор, влияющий на термическое состояние почв и грунтов, — климатические изменения, при анализе которых мы будем рассматривать суммы положительных и отрицательных температур воздуха. По сравнению со средней температурой воздуха холодного периода эти суммы более адекватно описывают влияние климатических изменений на термический режим грунта. Так, при близких значениях средней отрицательной температуры холодного периода за 2001–2010 гг., равных соответственно $-7,4$ и $-7,8$ °С для гидрометеостанций (ГМС) Онега и Баренцбург (Шпицберген), суммы отрицательных температур составляют -1130 и -1910 °С [5], что обусловлено разной продолжительностью холодного периода.

Ещё один важный фактор, в значительной степени влияющий на изменчивость глубины промерзания сезонно-мёрзлого грунта и термический режим сезонно-талого грунта, — комбинация экстремальных параметров температуры

воздуха и толщины снежного покрова в начале холодного периода. Задачи наших исследований — анализ изменчивости динамики снегонакопления и температуры воздуха и оценка их влияния на глубину промерзания сезонно-мёрзлого грунта.

Оценка влияния экстремальной динамики снегонакопления и отрицательных температур воздуха на промерзание грунта

Мы рассматриваем влияние динамики снегонакопления и отрицательных температур воздуха на теплофизический режим приповерхностной части многолетнемёрзлых пород на основе математического моделирования. Распределение температуры в мёрзлом слое горной породы рассчитывалось с учётом зависимости её теплоёмкости и теплопроводности от температуры и фазового состава (влажность/льדיстость). Движение границ мёрзлого и талого грунта определялось из условия Стефана. Деформация грунта и миграция влаги не учитывались. На верхней границе грунта (снежного покрова) задавалось условие теплообмена с атмосферой, а на нижней вводился геотермический поток тепла. Распределение температуры в снежном покрове описывается уравнением теплопроводности Фурье с переменными во времени теплофизическими параметрами снега. В мёрзлой и талой зонах распределение температуры описывается уравнениями теплопроводности и зависимостью соответствующих параметров грунта от его температуры и влажности. На контакте снег—грунт принимается граничное условие, задающее равенство температур и потоков тепла. На границе мёрзлого и талого грунта — границе промерзания — принимаются температура начала замерзания грунта и условие Стефана [4, 11].

Расчёты проводились для суглинка влажностью 25% и плотностью 1400 кг/м³. При решении задачи Стефана по уравнению теплопроводности Фурье с источником тепловыделения (за счёт замерзания части воды в промерзающей части грунта) определялись распределение температуры и тепловой поток на границе мёрзлого и талого грунта. Затем по уравнению Стефана рассчитывался очередной шаг по времени, в течение которого фронт промерзания перемещается в следующий узел пространственной сетки [12].

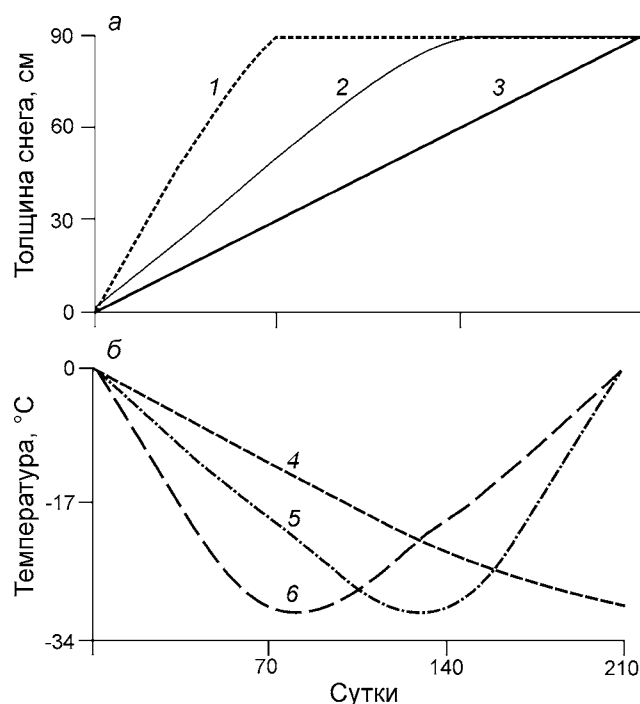


Рис. 1. Динамика некоторых параметров:

а — толщина снега; *б* — отрицательная температура воздуха: при максимальной толщине снежного покрова на 70-е сутки (1), на 140-е сутки (2), на 210-е сутки (3); при минимальной отрицательной температуре воздуха на 210-е сутки (4), на 140-е сутки (5), на 70-е сутки (6)

Fig. 1. Dynamics of the parameters:

a — snow depth; *b* — negative air temperature: with maximal snow depth on the 70th day (1), 140th day (2), 210th day (3); with minimal negative air temperature on the 210th day (4), 140th day (5), 70th day (6)

При расчётах приняты экстремальные варианты динамики температуры воздуха и толщины снежного покрова (рис. 1). При этом максимальные значения толщины снега, снегозапаса и термического сопротивления при разной динамике снегонакопления одинаковы. Эти варианты отличаются средними за холодный период значениями толщины, плотности и термического сопротивления снежного покрова. Расчёты проведены при разной динамике снегонакопления: при максимальной толщине снежного покрова, приходящейся на моменты времени 70, 140 и 210 суток (см. рис. 1, *а*), и минимальной отрицательной температуре воздуха -30°C на те же моменты времени (см. рис. 1, *б*). При расчётах максимальная толщина снежного покрова принималась равной 90 и 45 см.

Средняя суточная температура холодного периода в рассмотренных случаях составля-

Таблица 1. Максимальная глубина промерзания грунта при разной толщине снежного покрова и динамике климатических параметров

Время (сутки), приходящееся на:		Максимальная глубина промерзания грунта ξ_{max} , м		Отношение максимальной глубины промерзания грунта ξ_{max} при разных значениях τ_{Tmin} и τ_{hmax} к значению величины ξ_{max} ($\tau_{Tmin} = 140$ сут.; $\tau_{hmax} = 210$ сут.)	
минимальную температуру воздуха τ_{Tmin}	максимальную толщину снежного покрова τ_{hmax}	при толщине снежного покрова h_{max} , см			
		90	45	90	45
210	70	0,80	1,07	0,64	0,61
210	140	0,92	1,27	0,74	0,72
210	210	1,08	1,54	0,87	0,88
140	70	0,89	1,17	0,71	0,66
140	140	1,06	1,45	0,85	0,82
140	210	1,25	1,76	1	1
70	70	0,97	1,27	0,78	0,72
70	140	1,20	1,64	0,96	0,93
70	210	1,42	1,98	1,14	1,13

ла около -15°C . Продолжительность холодного периода принималась равной 210 суткам. Результаты расчётов при разной динамике снегонакопления и температуре воздуха представлены в табл. 1. При минимальной температуре воздуха на момент времени $\tau_{Tmin} = 140$ (70)-е сутки и естественном ходе снегонакопления, когда максимальное значение толщины снежного покрова $h_{max} = 90$ см приходится на конец зимы ($\tau_{hmax} = 210$ сут.), максимальная глубина промерзания составит $\xi_{max} = 1,25$ (1,42) м. При экстремальной динамике снегонакопления (при выпадении основной части твёрдых осадков в первой половине зимы – $\tau_{hmax} = 70$ сут.) величины ξ_{max} составят 0,89 (0,97) м. Отличие в глубине промерзания при разной динамике снегонакопления будет равно порядка 40 (47)%.

При естественном распределении температуры воздуха ($\tau_{Tmin} = 140$ сут.) и наибольшей толщине снежного покрова в конце холодного периода глубина промерзания для снежного покрова толщиной 90 и 45 см равнялась 1,25 и 1,76 м соответственно. Если основное количество твёрдых осадков выпадет в первой половине зимы, то увеличивается среднее термическое сопротивление снежного покрова и уменьшается глубина промерзания на 29 и 34% при толщине снега h_{max} равной 90 и 45 см соответственно. Более значительные отличия в глубине промерзания отмечаются при сравнении комбинаций экстремальной динамики снегонакопления и температуры воздуха: в первом случае при мини-

мальной температуре воздуха на момент времени $\tau_{Tmin} = 210$ сут. и максимальной толщине снежного покрова в начале зимы на момент времени $\tau_{hmax} = 70$; во втором – при $\tau_{Tmin} = 70$ и $\tau_{hmax} = 210$. В этих случаях отличие в глубине промерзания составит 78 и 85% при h_{max} равной 90 и 45 см соответственно. Время промерзания в рассмотренных случаях одинаково и составляет 210 суток, поэтому при разной глубине промерзания грунта будет и разная средняя скорость промерзания.

Выполненные оценки показали, что экстремальные значения климатических параметров и их динамика в значительной степени влияют на промерзание грунтов. Наличие экстремальных условий наблюдается практически на всей территории России. Так, анализ отношения суммы отрицательной температуры воздуха до 1 января к сумме отрицательных температур за холодный период – величина $\beta_1(T)$ – показал следующее. Максимальные значения параметра $\beta_1(T)$ за период 1961–2010 гг. для районов Центральной и Восточной Сибири не превышают 0,55 при средних многолетних значениях 0,40–0,44, тогда как для Европейской территории России (ЕТР) максимальные значения $\beta_1(T)$ в основном больше 0,6. В южных и юго-западных районах ЕТР основные отрицательные температуры воздуха в отдельные годы приходятся на первую половину зимы. В этом случае глубина промерзания грунта будет наибольшей. Минимальные значения величины $\beta_1(T)$ за период 1961–2010 гг. для районов ЕТР изменяются от 0 до 0,24. Для районов

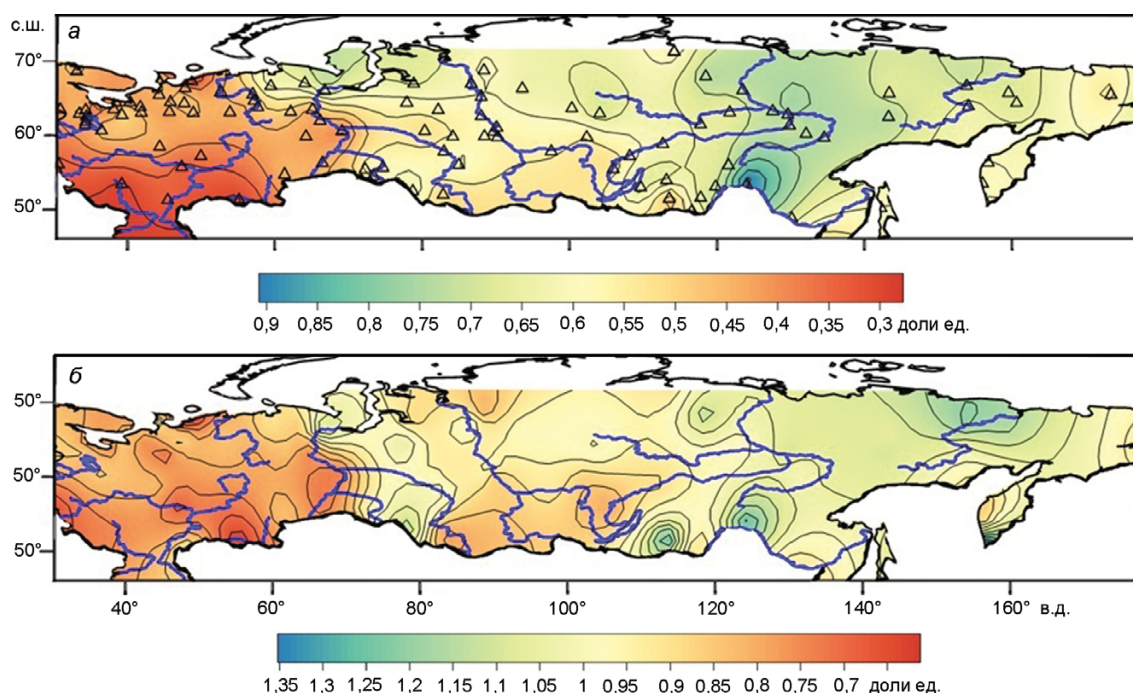


Рис. 2. Средние значения за период 2001–2010 гг.:

а – величина $\beta_1(H)$; *б* – величина $\beta_2(H)$; треугольники – места расположения ГМС, где получены данные о толщине снега (*а*)

Fig. 2. Average values for the period 2001–2010:

а – value $\beta_1(H)$; *б* – value $\beta_2(H)$; triangles show locations of weather stations with data on snow depth (*а*)

восточнее р. Енисей эта величина не опускается ниже 0,32. В южных районах ЕТР в отдельные годы отрицательные температуры устанавливаются после декабря.

Изменчивость толщины снежного покрова на территории России

Среднее за 2001–2010 гг. значение максимальной толщины снежного покрова по данным маршрутных снегосъёмок изменяется от 15 см в Читинской области и южных регионах ЕТР до 115 см в бассейне среднего и верхнего течения р. Енисей. Изменение максимальной толщины снега за 2001–2010 гг. относительно 1966–2000 гг. рассмотрено в работе [8]. На севере Тюменской области и юге Западной Сибири наблюдается значительный (до 40%) рост толщины снежного покрова, тогда как на севере Якутии и в междуречье среднего течения Оби и Енисея максимальная толщина снега снизилась на 15%. В центральных районах ЕТР, западнее Волги, наблюдается рост максимальной толщины снежного покрова на 5–15%, а в южных районах ЕТР – на 20–40%. Увеличилась максимальная толщина снежного

покрова на 5–15% и на большей части южных районов Сибири и Дальнего Востока.

Динамика толщины снежного покрова характеризуется, в частности, отношением толщины снега до января к его максимальной толщине. Среднее значение этого отношения за 2001–2010 гг. – величина $\beta_1(H)$ – представлены на рис. 2, *а*. В Сибири до 1 января толщина снежного покрова составляет более половины своего максимального значения. На большей части территории ЕТР, за исключением северо-восточных районов, величина $\beta_1(H)$ не превышает 45%. В бассейне р. Лена и в Читинской области до января выпадает до 70–80% твёрдых осадков. В Читинской области это не приводит к значительному снижению глубины промерзания из-за небольшой толщины снежного покрова. Отношение величины $\beta_1(H)$ за период 2001–2010 гг. к величине $\beta_1(H)$ периода 1966–2000 гг. – величина $\beta_2(H)$ – показывает изменение динамики снегонакопления (см. рис. 2, *б*). В районах восточнее р. Лена, в Забайкалье и бассейне р. Индигирка возросла доля твёрдых осадков, выпадающих до января. На ЕТР и в бассейне р. Обь величина $\beta_2(H)$ снизилась на 20–40%. Снижение до 15% от-

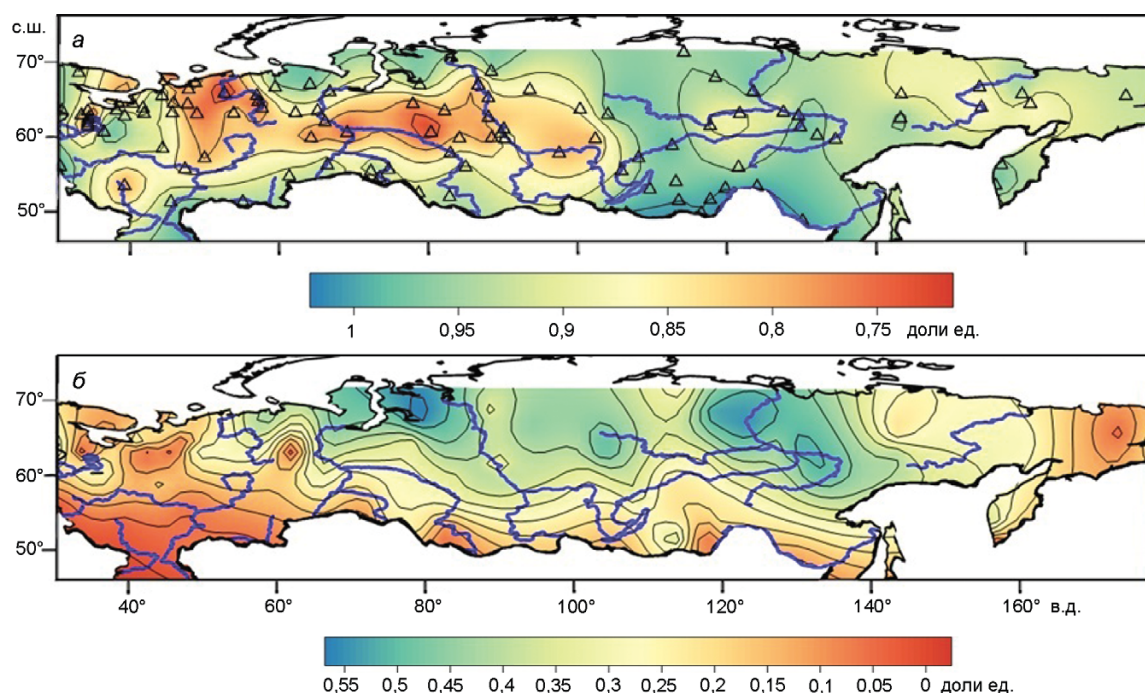


Рис. 3. Значения $\beta_1(H)$ за период 1966–2010 гг.:

a – максимальные; *б* – минимальные; треугольники – места расположения ГМС, где получены данные о толщине снега (*a*)

Fig. 3. Values of $\beta_1(H)$ for the period 1966–2010:

a – maximal ones; *б* – minimal ones; triangles – locations of weather stations with data on snow depth (*a*)

мечено в районах Западной Якутии и в бассейне Енисея. Снижение величины $\beta_2(H)$ приводит к росту глубины промерзания грунта. В этом случае при повышении температуры воздуха не будет происходить деградации мерзлоты.

Максимальные значения величины $\beta_1(H)$ за 1966–2010 гг. приведены на рис. 3, *a*. В отдельные годы в бассейне р. Печора эта величина составляет 0,7, а в среднем течении р. Обь – 0,75. В районах Восточной Сибири отмечены годы, когда основная масса снега выпадала до января. В эти годы глубина промерзания грунта снижается (см. табл. 1). Минимальные значения величины $\beta_1(H)$ за 1966–2010 гг. представлены на рис. 3, *б*. В большей части северных районов Евразии (исключение составляют северо-западные районы ЕТР) минимальные значения $\beta_1(H)$ не опускаются ниже 0,3. На ЕТР снежный покров в отдельные годы может устанавливаться после декабря. Западнее р. Печора и в южных районах Сибири толщина снежного покрова до января может составлять всего 10–15% максимальной толщины, что способствует росту глубины промерзания грунта. В результате небольшой толщины снежного покрова в этот период промерзание грунта будет наибольшим.

Влияние снежного покрова на термический режим многолетнемёрзлых пород

Рассмотрим влияние межгодовой динамики толщины снежного покрова на термический режим грунта. На рис. 4 показана динамика толщины снежного покрова на ГМС Якутск и Игарка. Толщина снежного покрова с 1950-х годов на ГМС Якутск имеет явно выраженный волнообразный характер (см. рис. 4, *a*). Период этих колебаний составляет 8–12 лет. Максимальная амплитуда колебаний толщины снежного покрова при этом превышает 25 см, что более чем на 50% больше средней многолетней толщины снежного покрова. На рис. 4, *б, д* приведена температура грунта на глубине 320 см. Вертикальные отрезки показывают диапазон изменения температуры грунта за конкретный год. Верхний конец отрезка демонстрирует максимальную температуру грунта за этот год, а нижний – минимальную. Перемычки между прямыми показывают изменение температуры с 31 декабря предыдущего года на 1 января последующего. Сравнение многолетней динамики температуры грунта на глубине 320 см на ГМС Якутск (см. рис. 4, *б*) и толщины снежного покрова (см.

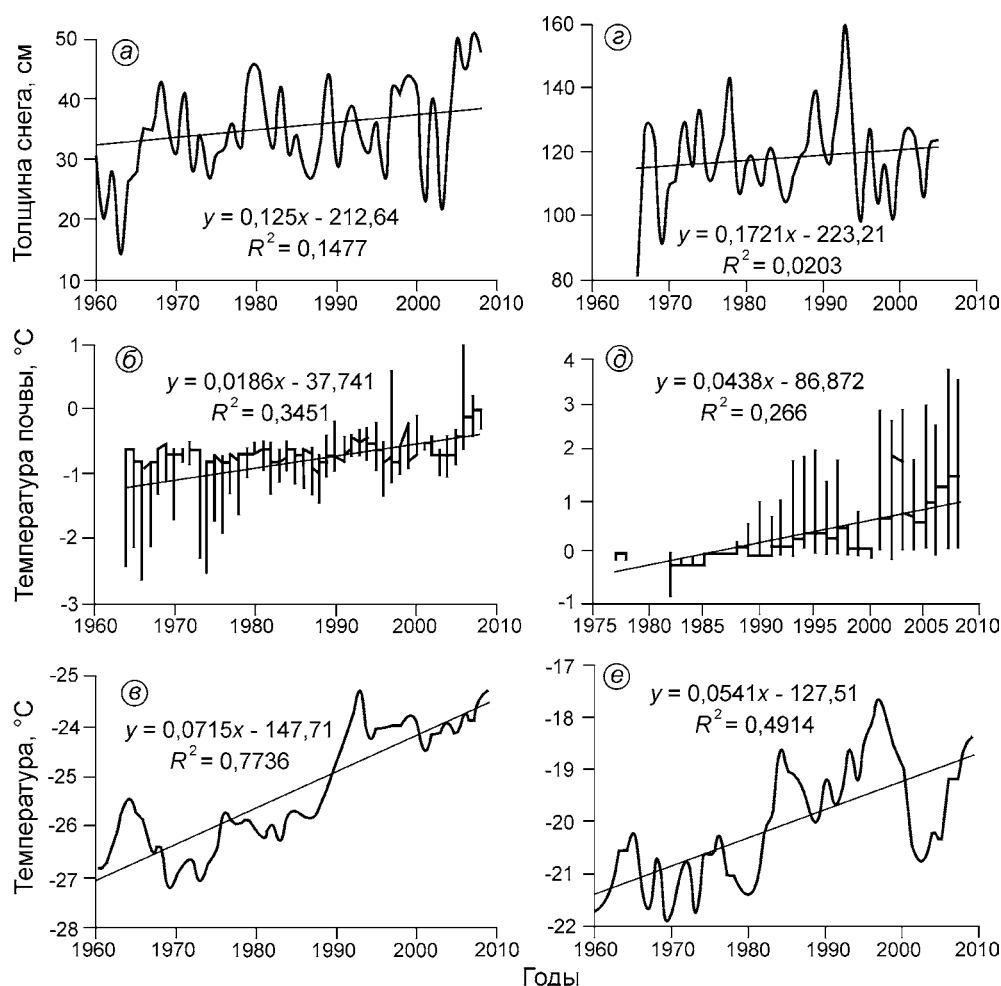


Рис. 4. Зависимость минимальной температуры грунта на глубине 320 см от толщины снежного покрова на ГМС Якутск (а–в) и Игарка (г–е):

а, г – максимальная толщина снежного покрова; б, д – температура почвы; минимальное (максимальное) значение температуры соответствуют нижнему (верхнему) значениям вертикального отрезка; перемишка между вертикальными отрезками – температура грунта на 31 декабря предыдущего года и 1 января последующего; в, е – средняя скользящая суточная температура воздуха за пять лет в период с отрицательными температурами; прямая – тренд

Fig. 4. Relationship between the snow depth and the minimal ground temperature at the depth of 320 cm at meteorological stations Yakutsk (a–в) and Igarka (г–е):

а, г – maximal snow depth; б, д – ground temperature; minimal (maximal) temperature values correspond to lower (upper) values of vertical bars; cross-connection between the vertical bars is the ground temperature on December 31st of the previous year and January 1st of the following year; в, е – moving averages of daily air temperature for five years during periods with negative temperatures; strait line is the trend

рис. 4, а) свидетельствует, что максимальным (минимальным) значениям толщины снежного покрова соответствуют максимальные (минимальные) значения температуры грунта.

Так, периоды роста и снижения минимальной температуры грунта на глубине 320 см охватывают следующие временные интервалы: 1965–1975, 1975–1988, 1988–1997 и 1997–2004 гг. и соответствуют волнообразному росту и снижению толщины снежного покрова в эти периоды.

Это происходит на фоне увеличения отрицательной температуры воздуха, которая определяет рост температуры грунта, а волнообразная динамика толщины снежного покрова определяет волнообразный характер поведения температуры грунта. При этом большей толщине снежного покрова соответствует более высокая температура грунта. Рост толщины снежного покрова с 25 см в 2004 г. до 45 см в 2006–2008 гг. и рост температуры воздуха привели к повышению тем-

Таблица 2. Толщина снежного покрова и минимальная температура грунта в разные годы на ГМС Якутск

Годы	Толщина снежного покрова, см	Минимальная температура грунта, °С
<i>Минимальная толщина снежного покрова</i>		
1970	31	–1,7
1974	27	–2,4
1987	27	–1,2
1990	29	–0,9
1996	27	–1,3
2003	29	–0,9
<i>Максимальная толщина снежного покрова</i>		
1971	41	–0,7
1980	46	–0,6
1999	44	–0,8
2002	40	–0,6
2005	50	–0,7
2007	51	–0,3

пературы грунта на глубине 320 см более чем на 0,5 °С. Локальные максимумы и минимумы толщины снежного покрова соответствуют локальным максимумам и минимумам минимальной температуры грунта. Причём во всех случаях локальных экстремумов значения температуры грунта при минимальной толщине снега меньше, чем при его максимальной толщине (табл. 2).

Из рис. 4, б видно, что до 2000 г. максимальная температура грунта на глубине 320 см на ГМС Якутск не поднималась выше 0 °С (за исключением 1997 г.). В последние годы фронт протаивания мог превышать 320 см (максимальная температура грунта на этой глубине более 0 °С). Однако в условиях небольшой толщины снежного покрова фронт промерзания достигает этой глубины ещё до 1 января – перемычки между прямыми на рис. 4, б находятся ниже 0 °С. Поэтому слой несливающейся мерзлоты не образуется.

Наибольшая температура грунта на глубине 320 см, равная 1,1 °С, приходится на 2006 г. Возможно, это обусловлено максимальной толщиной снежного покрова, которая в 2005–2007 гг. составляла 45–51 см. Это почти на 50% больше средней многолетней максимальной толщины снежного покрова, которая составляет 33 см. В этот период не наблюдается больших отклонений температуры воздуха от средних многолетних значений.

Для условий ГМС Игарка средняя многолетняя толщина снежного покрова превыша-

ет 1 м (см. рис. 4, г), поэтому колебания толщины снежного покрова менее значимы, чем для ГМС Якутск. В результате колебания минимальной температуры грунта на глубине 320 см составляют порядка 0,1 °С в течение 23 лет. Вместе с тем максимальные значения температуры грунта за эти годы выросли на 3 °С. Тренд средней скользящей за пять лет отрицательной суточной температуры воздуха составляет 0,072 °С/год для ГМС Якутск и 0,054 °С/год для ГМС Игарка (см. рис. 4, в, е).

Для условий ГМС Игарка основной фактор, влияющий на термический режим грунта, – температура воздуха. Это обусловлено тем, что при небольшом относительном изменении толщины и плотности снежного покрова его термическое сопротивление меняется незначительно. Рост температуры воздуха на ГМС Игарка приводит к повышению температуры грунта на глубине 320 см (см. рис. 4, д). До 1985 г. верхняя кровля многолетней мерзлоты не опускалась ниже 320 см. С начала 1990-х годов максимальная температура грунта на глубине 320 см на ГМС Игарка перешла через 0 °С и в дальнейшем изменялась от 0 до 3 °С. После 2000-х годов температура грунта на глубине 320 см в основном не опускается до 0 °С. Это обозначает наличие несливающейся мерзлоты и формирование талика. Рост средней годовой температуры грунта на глубине 320 см составляет 0,044 °С/год (см. рис. 4, д) при росте отрицательной температуры воздуха 0,054 °С/год (см. рис. 4, е).

Сравнение с данными ГМС Якутск показывает, что при большем росте отрицательной температуры воздуха на ГМС Якутск – 0,072 °С/год (см. рис. 4, в) – повышение температуры грунта на ГМС Якутск на глубине 320 см происходит с меньшей скоростью – 0,019 °С/год (см. рис. 4, б). Меньшая динамика роста температуры грунта на ГМС Якутск при большей чем на ГМС Игарка скорости роста температуры воздуха обусловлена в том числе меньшей толщиной снежного покрова. На ГМС Игарка толщина снежного покрова почти в 3 раза больше, чем на ГМС Якутск. Фронт протаивания грунта на ГМС Якутск в последние годы достигает глубины 320 см. Однако формирование несливающейся мерзлоты не происходит, так как в холодный период сезонно-талый слой полностью промерзает, что обусловлено, в частности, небольшой толщиной снежного покрова. Отметим, что в последние годы мини-

мальная температура грунта на глубине 320 см постепенно приближается к 0 °С.

Теплозащитные свойства снежного покрова определяются его термическим сопротивлением, равным отношению толщины снежного покрова к коэффициенту теплопроводности снега [6–8]. Внутригодовую динамику термического сопротивления снежного покрова рассмотрим на примере ГМС Туруханск за холодный период 2005–2006 гг. На этой гидрометеостанции толщина снежного покрова достигает 1 м (рис. 5, а). Динамика толщины h_s снежного покрова за 2005–2006 гг. описывается зависимостью вида $h_s = 36,5 \ln(\tau) - 92,5$, см, где время τ даётся в сутках; достоверность аппроксимации $R^2 = 0,94$.

Зависимость плотности снежного покрова ρ_s от его толщины h_s (см. рис. 5, б) можно представить формулой $\rho_s = 0,0015h_s + 0,074$, г/см³, где h_s дано в см; $R^2 = 0,89$. Зная плотность снежного покрова, можно оценить эффективный коэффициент теплопроводности снега (в диапазоне температур $-10 \div -20$ °С) по формуле [9] $\lambda_s = k\rho_s$, Вт/(мК), где k – коэффициент пропорциональности, равный 1; ρ_s дано в г/см³. Термическое сопротивление снежного покрова рассчитывается по формуле $R_s = h_s/\lambda_s$, где h_s даётся в м, а λ_s – в Вт/(мК).

Результаты расчётов приведены на рис. 5, в. В период с наименьшей температурой воздуха – с 40-х суток от начала промерзания грунта до 120-х суток – отличие в величине термического сопротивления R_s составляет порядка 8% (см. рис. 5, в). В первый месяц с отрицательной температурой воздуха термическое сопротивление с конца второй недели до конца четвёртой увеличилось вдвое главным образом за счёт роста толщины снежного покрова. В дальнейшем рост толщины снежного покрова компенсируется увеличением плотности снега.

Заключение

Модельные расчёты показали, что отличие в глубине промерзания грунта при разной динамике снегонакопления может превысить 50%. Динамика снегонакопления хорошо выражается отношением толщины снежного покрова за первую половину холодного сезона (до 1 января) к максимальной толщине снега за весь период. Анализ этого отношения, вычисленного по данным маршрутных

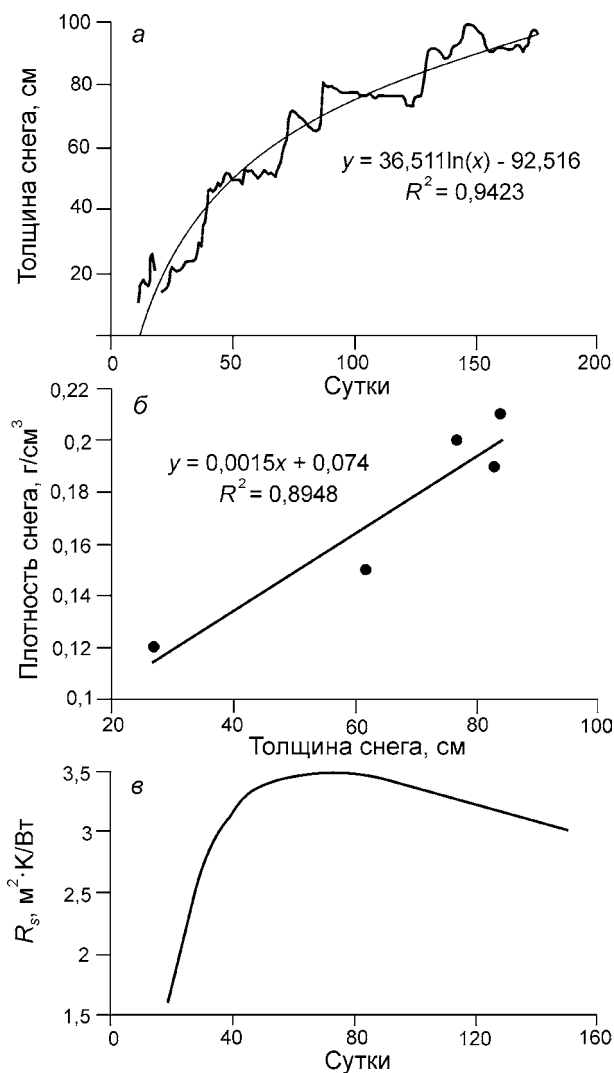


Рис. 5. Теплофизические параметры снежного покрова на ГМС Туруханск за холодный период 2005/06 гг.:

а – динамика толщины снега с 10 октября 2005 г.; б – плотность снега; в – термическое сопротивление снежного покрова зимой 2005/06 г.

Fig. 5. Thermal physical parameters of snow cover at the weather station Turukhansk for the cold season of 2005/06: а – dynamics of snow depth since 10.10.2005; б – snow density; в – thermal resistance of snow cover in winter of 2005/06

снегосъёмов в 2001–2010 гг. относительно предыдущего периода (1966–2000 гг.), показал его уменьшение на Европейской территории России и в бассейне р. Обь на 20–40%, а в ряде районов Западной Якутии и в бассейне р. Енисей такое отношение уменьшилось на 15%. Это приводит к росту глубины промерзания почвы и тем самым сохраняет многолетнюю мерзлоту в условиях повышения температуры воздуха. В районах восточнее р. Лена (в Забайкалье и в бассейне р. Индигирка) доля твёр-

дых осадков, выпадающих до января, возросла на 10–20%. В течение периода 1966–2010 гг. максимальные значения отношения толщины снежного покрова до 1 января к максимальной толщине снега изменялись от 0,7 до единицы, а минимальные значения — от очень низких до 0,65. При небольшой толщине снежного покрова её межгодовые колебания определяют динамику минимальной температуры грунта на глубине 320 см. По данным метеостанции Туруханск, термическое сопротивление снежного покрова увеличивается в первые же месяцы после установления снежного покрова. В дальнейшем оно изменяется в пределах 10–15%.

Математическое моделирование влияния изменчивости параметров снежного покрова на термический режим сезонно-талого и сезонно-мёрзлого слоёв грунта и численные эксперименты проведены в рамках выполнения Программы ИГ РАН 77 — проект № 01201352476, а обработка и анализ архивных материалов по снежному покрову и их картографирование выполнены при финансовой поддержке гранта РФФИ № 13–05–01167.

Литература

- Осокин Н.И., Самойлов Р.С., Сосновский А.В., Сократов С.А. О роли некоторых природных факторов в промерзании грунтов // МГИ. 2000. № 88. С. 41–45.
- Осокин Н.И., Жидков В.А., Самойлов Р.С., Сосновский А.В. Изменчивость гидрометеорологических факторов, влияющих на промерзание грунтов // МГИ. 2000. № 89. С. 209–213.
- Осокин Н.И., Самойлов Р.С., Сосновский А.В., Чернов Р.А. Оценка влияния потепления климата на деградацию мерзлоты (на теплофизическое состояние мерзлых пород) // МГИ. 2005. № 99. С. 144–150.
- Осокин Н.И., Самойлов Р.С., Сосновский А.В. Оценка влияния толщины снежного покрова на деградацию мерзлоты при потеплении климата // Изв. РАН. Серия геогр. 2006. № 4. С. 40–46.
- Осокин Н.И., Сосновский А.В., Накалов П.Р., Чернов Р.А., Лаврентьев И.И. Климатические изменения и возможная динамика многолетнемерзлых грунтов на архипелаге Шпицберген // Лёд и Снег. 2012. Вып. 2 (118). С. 115–120.
- Осокин Н.И., Сосновский А.В., Накалов П.Р., Ненашев С.В. Термическое сопротивление снежного покрова и его влияние на промерзание грунта // Лёд и Снег. 2013. № 1 (121). С. 93–103.
- Осокин Н.И., Сосновский А.В., Чернов Р.А. Влияние стратиграфии снежного покрова на его термическое сопротивление // Лёд и Снег. 2013. № 3 (123). С. 63–70.
- Осокин Н.И., Сосновский А.В. Пространственная и временная изменчивость высоты и плотности снежного покрова на территории России // Лёд и Снег. 2014. № 4 (124). С. 72–80.
- Павлов А.В. Мониторинг криолитозоны. Новосибирск: Академическое изд-во «Гео», 2008. 230 с.
- Скачков Ю.Б. Термическая устойчивость верхних горизонтов криолитозоны Центральной Якутии при современном потеплении климата: Автореф. дис. на соиск. уч. степ. канд. геогр. наук. Якутск: Ин-т мерзлотоведения СО РАН, 2001. 25 с.
- Сосновский А.В. Математическое моделирование влияния толщины снежного покрова на деградацию мерзлоты при потеплении климата // Криосфера Земли. 2006. Т. X. № 3. С. 83–88.
- Osokin N.I., Samoylov R.S., Sosnovskiy A.V., Sokratov S.A., Zhidkov V.A. Model of the influence of snow cover on soil freezing // Annals of Glaciology. 2000. T. 31. С. 417–421.

Summary

Depth and rate of the soil freezing are strongly determined by dynamics of snow accumulation during the first half of a cold season. One of characteristics of dynamics of the snow cover thickness is a ratio a of the snow cover height for the period until January 1st to the maximum of snow cover thickness for the whole season. Analysis of this relationship calculated from data of snow surveys for two periods (2001–2010) and (1966–2000) allowed revealing that in the European part of Russia and in basin of the river Ob the ratio a decreased by 20–40% during the last decade while in some areas of West Yakutia and in basin of the Yenisei River it decreased by only 15%. This results in increasing of the soil freezing depth and thus compensates the air temperature rise. In areas located to the East of the Lena river, near the Baikal, and in the river Indigirka basin proportion of solid precipitation until January 1st increased by 10–20%. Maximal values of the ratio a during the period of 1966–2010 varied from 0.7 to 1, while the minimal values — from very low to 0.65. Model calculations did show that differences in the soil freezing depths under different conditions of snow cover growth sometimes exceeded 50%. With low thickness of snow cover its interannual fluctuations determine dynamics of minimal soil temperature at the depth of 320 cm. Interannual variability of the snow cover thermal resistance is also presented.

Моделирование распределения водного эквивалента снежного покрова в тундре с использованием ГИС и данных полевой снегомерной съёмки

© 2015 г. Ю.А. Дворников, А.В. Хомутов, Д.Р. Муллануров, К.А. Ермохина

Институт криосферы Земли СО РАН, Тюмень
ydvornikow@gmail.com

GIS- and field data based modeling of snow water equivalent in shrub tundra

Yu.A. Dvornikov, A.V. Khomutov, D.R. Mullanurov, K.A. Ermokhina

Earth Cryosphere Institute, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, Tyumen

Статья принята к печати 6 октября 2014 г.

Водный эквивалент снежного покрова, ГИС, моделирование, рельеф, снегомерная съёмка.

GIS, modeling, snow survey, snow water equivalent, topography.

Рассматривается методика моделирования водного эквивалента снежного покрова, основанная на статистической обработке данных полевой снегомерной съёмки и геоинформационном анализе различных параметров: рельефа, направления ветра, кустарниковой растительности. Установлено, что особенности рельефа в значительной степени влияют на перераспределение снежного покрова. Так, на вогнутых участках толщина снега увеличивается, а на выпуклых — уменьшается, поэтому индекс кривизны поверхности служит эффективным параметром при моделировании толщины снежного покрова на том или ином участке. Между толщиной снежного покрова и индексом кривизны поверхности установлена высокая степень корреляции ($R = -0,83$). Учёт перераспределения снега ветром очень важен для региона исследования. Чтобы объяснить основные закономерности этого процесса, мы применили механизм введения поправок при индексировании наветренных и подветренных склонов. Для классификации поверхности использована растровая модель экспозиции склонов, построенная на основе цифровой модели рельефа (ЦМР). В соответствии с господствующим направлением ветра положительные значения поправок присваивались подветренным склонам, а отрицательные — наветренным. Установлено, что кустарниковая растительность служит «ловушкой» для перевеваемого ветром снега, однако высота растительности не определяет его толщину, поскольку толщина снега может быть и больше, и меньше высоты стеблей, и зависит она от других факторов.

An approach for snow water equivalent (SWE) modelling in tundra environments has been developed for the test area on the Yamal peninsula. Detailed mapping of snow cover is very important for tundra areas under continuous permafrost conditions, because the snow cover affects the active layer thickness (ALT) and the ground temperature, acting as a heat-insulating agent. The information concerning snow cover with specific regime of accumulation can support studies of ground temperature distribution and other permafrost related aspects.

Введение

Систематические наблюдения за снежным покровом в России начаты по инициативе А.И. Воейкова, показавшего, что снег — важная составляющая природной среды и народного хозяйства [1]. Снежный покров в зоне развития многолетнемёрзлых пород играет важнейшую роль, поскольку он влияет на их температурный режим и представляет собой природный теплоизолятор [2]. Для интегральной характеристики толщины и плотности снежного покрова можно использовать водный эквивалент снежного покрова. Этот показатель, наиболее полно характеризующий запасы снега на определённой территории, используют также для оценки водного режима рек и озёр и активизации эрозионных процессов [10]. Кроме того, в условиях Арктики значительную роль в перемещении масс снега и увеличении их плотности играют сильные ветра [9]. По результатам натурных наблюдений за снежным покровом на полуострове

Ямал, Б.М. Житков [3] отмечает, что на ровных участках тундры, не принадлежащих вершинам холмов, толщина снега не превышает 20–30 см. В работе [14] приводятся данные о том, что в понижениях толщина снега может достигать 3–4 м, в то время как на значительной части этого полуострова толщина снежного покрова, как правило, не превышает 5–15 см. Такая толщина снежного покрова обусловлена незначительным количеством осадков в виде снега, выпадающих в Арктике, — от 10 до 80 см [10], хотя, согласно современным исследованиям, в последние десятилетия на территории России, в том числе на севере Западной Сибири, максимальные снегозапасы увеличились [4, 8].

Согласно «Карте высоты снежного покрова» [16], средняя толщина снежного покрова на п-ове Ямал не превышает 30–50 см. Эти данные согласуются с материалами И.Д. Копанева [6], который утверждает, что средняя многолетняя толщина снежного покрова для этой территории, приходящаяся на третью декаду

марта, составляет 30 см. Более поздние источники содержат информацию, что максимальные снегозапасы для Ямала в среднем составляют 150 мм слоя воды [7], т.е. 50 см снега при средней плотности для региона $0,3 \text{ г/см}^3$ [14], что также согласуется с более ранними данными о снегозапасах этой территории.

Известно достаточно много работ по моделированию параметров толщины снежного покрова и водного эквивалента на локальном уровне для регионов с разными природными условиями: например, для горных районов это — [5, 18, 20, 24, 32, 35], для арктических тундр — [22]. Во всех случаях при моделировании использовался примерно одинаковый набор параметров (независимых величин) — рельеф, направление ветра, виды растительности, и шла дискуссия о том, какой же фактор определяющий.

Задача настоящего исследования — моделирование процесса снегонакопления на ключевом участке с учётом трёх основных параметров: рельефа, направления ветра и растительности. Предполагалось также установить степень значимости факторов, определяющих процесс перераспределения снежного покрова. Использование географической информационной системы (ГИС) как наиболее эффективного инструмента при работе с географической информацией позволило рассмотреть все условия в комплексе с учётом ландшафтных особенностей ключевого участка и масштаба. Особенности территории — её равнинный рельеф и отсутствие древесной растительности. Отметим, что выполненное нами исследование отличается высокая детальность, соответствующая микроуровню [26].

Район исследования

Научный стационар «Васькины Дачи» расположен на Центральном Ямале ($70^{\circ}20'$ с.ш., $68^{\circ}51'$ в.д.), к юго-востоку от Бованенковского нефтегазоконденсатного месторождения [12]. Рельеф представлен ступенчатой равниной, расчленённой оврагами, озёрными котловинами и малыми реками и осложнённой комплексом криогенных процессов, главным образом криогенным оползанием [12]. Натурные наблюдения за снежным покровом в районе расположения ключевого участка в начале XX в. показали, что сильная расчленённость оказывает определённое

влияние на распределение толщины снежного покрова — с вершин холмов снег сдувается, а в понижениях — оврагах, у подножий склонов [3] под действием ветров, характерных для исследуемой территории, накапливается [14]. По данным ГМС Марре-Сале, во время проведения полевой снегомерной съёмки преобладал восток-юго-восточный ветер, максимальное значение скорости составляло 14 м/с при среднем значении 7,4 м/с. Направление ветра за холодный период 2012–2013 гг. в целом также характеризовалось преобладанием юго-восточных румбов. В соответствии с данными по той же ГМС за холодный период от его начала до даты завершения снегомерной съёмки выпало 118 мм слоя воды в виде снега.

Ключевой участок расположен в северной полосе типичных тундр. Из кустарников широко распространены ивы сизая и мохнатая (*Salix glauca* и *S. lanata*), а также карликовая берёзка (*Betula nana*) [15]. Растительные сообщества с сомкнутым кустарниковым ярусом приурочены главным образом к днищам долин и склонам водоразделов. На некоторых участках их высота достигает 2 м [11], что может существенно влиять на распределение снежного покрова. Моделирование проводилось для локального участка — трансекты — длиной 1,65 км и шириной 250 м (рис. 1). Трансекта проходит через основные геоморфологические уровни ключевого участка и характеризуется различной поверхностью и растительностью. В пределах трансекты расположена площадка размером $100 \times 100 \text{ м}$, на которой вёлся мониторинг динамики сезонного слоя (см. рис. 1 площадка CALM).

Методика работ

Снегомерная съёмка. Полевая снегомерная съёмка на ключевом участке (см. рис. 1) выполнялась с 26 по 31 марта 2013 г. Толщина снега измерялась метровой металлической линейкой с делением 1 мм, плотность — при помощи весового снегомера ВС-43. Толщина снежного покрова измерялась в 233 точках: 121 точка была расположена на площадке CALM, остальные — на трансекте и на других участках. Плотность снега измерена в 55 точках.

Цифровая модель рельефа. Использование ГИС при моделировании такой независимой

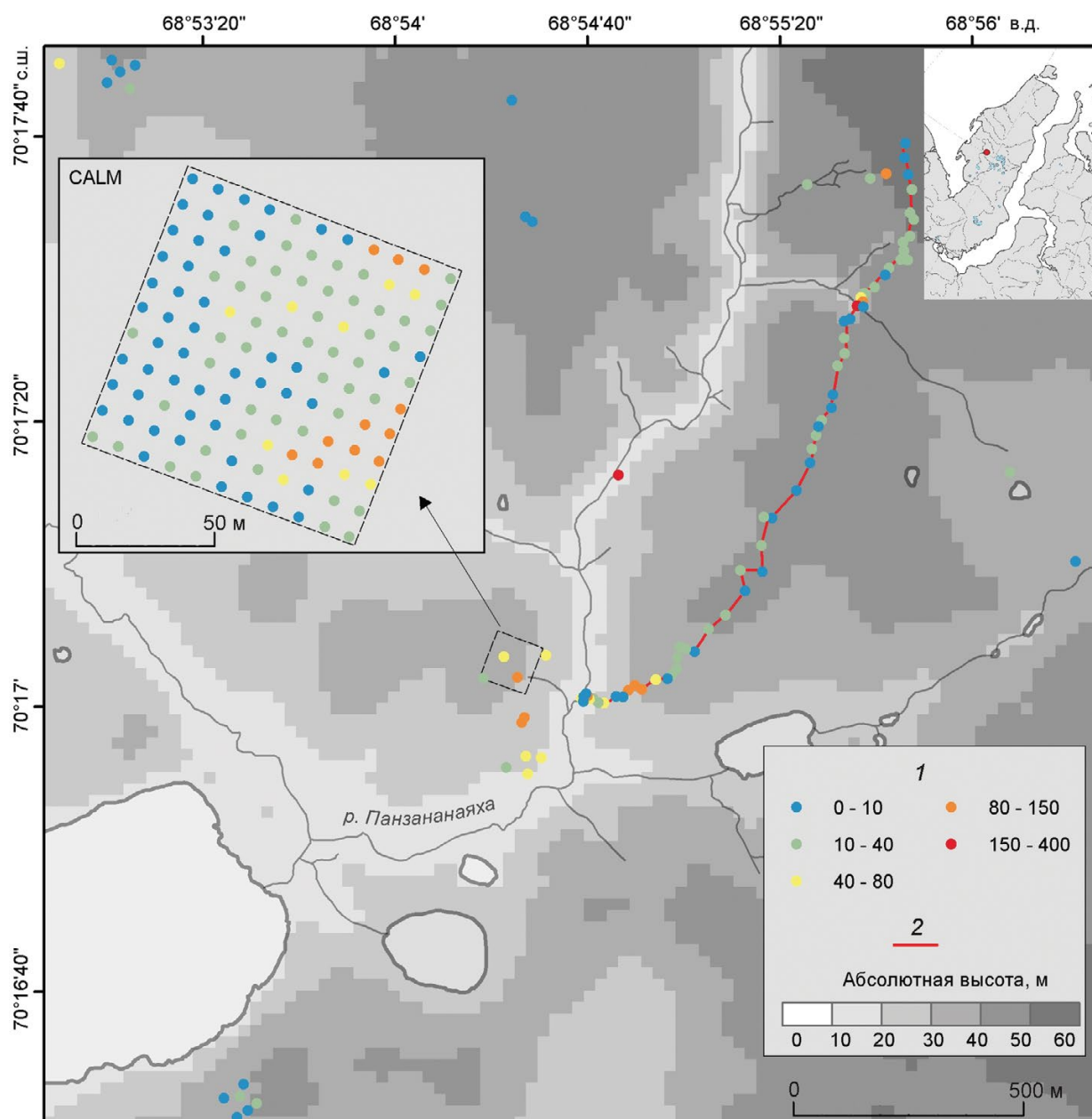


Рис. 1. Ключевой участок с данными снегомерной съёмки — охвачена территория площадью 7 км² (трансекта, мониторинговые площадки за сезонно-талым слоем, характерные участки):

1 — толщина снежного покрова в точках снегомерной съёмки 2013 г., см; 2 — линия трансекты

Fig. 1. Key area (7 km²) with snow survey data (transect, active layer monitoring sites, representative sites):

1 — observed snow depth, cm, 2013; 2 — transect line

величины, как снежный покров, позволяет совместно анализировать пространственные данные [13, 23, 32]. Поскольку рельеф играет значительную роль при распределении снежного покрова в арктическом ландшафте, для моделирования необходима детальная цифровая модель рельефа (ЦМР) [27]. Летом 2011 г. для получения детальной информации о рельефе на транс-

екте была проведена тахеометрическая съёмка с использованием тахеометра TopCon GTS-235 (точность угловых измерений 5"). По результатам этой съёмки была создана детальная ЦМР в масштабе 1:1000 с размером ячейки 5 × 5 м. На её базе построены производные поверхности экспозиции склонов от 0 до 360°, сгруппированные по основным направлениям (С—СВ—В—

ЮВ–Ю–ЮЗ–З–СЗ), и индекса кривизны поверхности от -4 до $+4$. Выбранный диапазон значений индекса кривизны соответствует достаточно расчленённому рельефу территории исследования [28] и отражает степень выпуклости и вогнутости элементов рельефа, а точнее – ячейки растровой поверхности относительно окружающих её других восьми ячеек [37]. Отрицательные значения индекса соответствуют вогнутым участкам, положительные – выпуклым. Роль данного индекса при исследовании снежного покрова отмечена многими исследователями [18, 25, 33, 36], что связано с большим накоплением снега на вогнутых склонах, чем на выпуклых вершинах.

Чтобы установить зависимость толщины снежного покрова от рельефа, проведён статистический анализ. Для каждой точки на местности, которая попала в область с доступной детальной ЦМР и для которой в полевых условиях была измерена толщина снега, были получены параметры индексов кривизны и экспозиции. При выполнении этой процедуры учитывалось пространственное расположение точки (координаты X и Y) и принадлежность каждой точки к определённому пикселу растровых моделей двух описанных выше поверхностей.

Учёт влияния ветра на перераспределение снежного покрова. Отмечается, что с наветренных склонов снег сдувается, а на подветренных – накапливается [23, 27, 35], поэтому господствующее направление ветра также учитывается в модели. Господствующее направление ветра по данным ГМС Марре-Сале – юго-восточное. Для учёта его влияния введена эмпирическая поправка W , зависящая от экспозиции склона каждой ячейки растровой поверхности. Поправка находится по следующей формуле:

$$W = 0,5(\cos A - \sin A)K, \quad (1)$$

где A – экспозиция склона; K – коэффициент, вычисляемый эмпирически и зависящий от количества выпавших осадков в виде снега и скорости ветра.

Учёт влияния растительности на толщину снежного покрова. Кустарниковый ярус сообществ на ключевом участке – важный фактор перераспределения (выдувания, переотложения) масс снега. Он служит «ловушкой» для снежного покрова, а также фактором, снижающим ветровую активность [19], независимо от того,

на склонах какой экспозиции по отношению к преобладающему направлению ветра такие сообщества расположены [22]. Однако эта зависимость – не абсолютная, и часть снежного покрова так или иначе выдувается из этих участков [31]. Изучение растительного покрова по трансекте проводилось летом 2011 г. Во время полевых работ для каждой точки фиксировались высота и проективное покрытие кустарникового яруса (*Salix glauca*, *S. lanata*, *Betula nana*). Для анализа растительного покрова в ГИС контуры кустарниковых сообществ на трансекте были визуальным образом отделированы с использованием снимка GeoEye-1 (ID 2009081507005801603031603318) за 15.08.2009 (NGA license, University Alaska Fairbanks, NASA LCLUC Yamal). На основании полевых описаний растительности в 2011 г. контурам присваивались значения высоты кустарников.

Моделирование водного эквивалента снежного покрова. Для создания карты водного эквивалента снежного покрова разработана методика учёта факторов рельефа, ветра и растительности. Общая схема картографического моделирования дана на рис. 2. ЦМР была конвертирована в точечную векторную модель. Созданная атрибутивная таблица позволила добавить значения индекса кривизны поверхности и экспозиции склона для каждой точки. Также создано отдельное поле в атрибутивной таблице со значениями высоты кустарников, куда заносилась соответствующая информация, если определённая точка попадала в контур отделированной растительности. На основе значений индекса кривизны рассчитывалось первичное модельное значение толщины снега. Для получения итоговых значений толщины снега вводились поправки на влияние ветра и растительности. При переходе от толщины снега к его водному эквиваленту использовались результаты измерения плотности снега в полевых условиях. Если в определённой точке плотность измерялась послойно, то учитывалось осреднённое значение плотности для разреза. Сопоставление массивов толщины снега и его водного эквивалента позволило получить уравнение линейной зависимости ($R^2 = 0,99$) этих двух величин, которое применялось при переходе к водному эквиваленту. Далее значения интерполировались и строилась растровая поверхность.

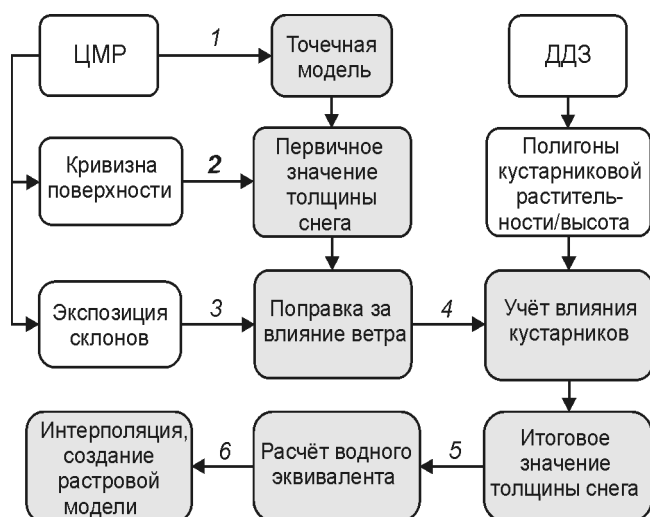


Рис. 2. Схема моделирования водного эквивалента снежного покрова на основе ГИС (ДДЗ – данные дистанционного зондирования, в данном случае снимок сверхвысокого пространственного разрешения GeoEye-1):

1–6 – последовательность шагов обработки исходных данных и построения модели

Fig. 2. Scheme of snow water equivalent modeling based on GIS (ДДЗ – remote sensing data, in this case – very high spatial resolution GeoEye-1 satellite image):

1–6 – a sequence of steps for source processing and modeling

Результаты и дискуссия

Снегомерная съёмка. Измеренные значения толщины снега колеблются в зависимости от типа местности от 0 до 315 см и более. На субгоризонтальных поверхностях средняя толщина снега составляет 15–30 см. В понижениях толщина снега более 1 м, а в ряде случаев может достигать нескольких метров. Плотность также изменяется в зависимости от условий: от 0,17 г/см³ на плоских вершинах до 0,68 г/см³ на вогнутых участках склонов. Результаты снегомерной съёмки приведены в табл. 1, из которой видно, что толщина снежного покрова – показатель для ключевого участка очень неравномерный и в значительной степени обусловленный рельефом местности, хотя в общем результаты согласуются с данными более ранних исследований как по толщине снега [6, 7, 16], так и по его плотности [14]. Аномально высокое значение плотности – 0,67 г/см³, измеренное в полевых условиях, получено на возвышенности с характерным микрорельефом. Это свидетельствует о сильном воздействии ветра на уплотнение снежного покрова.

Таблица 1. Результаты снегомерной съёмки в марте 2013 г. на ключевом участке

Показатели	Толщина снега (число измерений 233), см	Плотность снега (число измерений 55), г/см ³
Значение параметра:		
минимальное	0	0,17
максимальное	315	0,67
среднее	29	0,33
Стандартное отклонение	38	0,09

Влияние рельефа. Анализ зависимости толщины снежного покрова от индекса кривизны поверхности показал достаточно тесную взаимосвязь (рис. 3), поэтому фактор кривизны стал основой для расчёта первичного значения толщины снега для трансекты. Индекс кривизны поверхности использовался и ранее в качестве второстепенной независимой величины при моделировании снежного покрова [20, 25, 35, 36]. Исследования зависимости между толщиной снега и кривизной поверхности для территории Норвегии показали очень слабую корреляцию между этими двумя параметрами [28]. Авторы использовали линейную регрессионную модель и ЦМР низкого разрешения, что, по их мнению, могло снизить степень зависимости. В работах по исследованию снегозапасов для горного массива Хибин [5, 18], напротив, отмечается, что связь этих двух параметров очень высокая, и авторы используют линейную модель зависимости между ними для расчёта толщины снега. G.A. Sextstone и S.R. Fassnacht [33] подтверждают, что от кривизны поверхности зависит накопление снега даже в пределах горных территорий. В настоящей статье мы используем этот параметр в качестве основного. Тесная ($R = -0,83$) зависимость между этими двумя параметрами позволяет описать рельеф более точно и, следовательно, построить более детальное производное картографическое изображение. Индекс кривизны очень чувствителен к разрешению исходной ЦМР, поскольку при его расчёте для каждой ячейки принимаются во внимание значения высоты окружающих восьми ячеек раstra. В полевых условиях установлено также, что очень велико влияние микрорельефа, и значение измеренной толщины снега может варьировать в пределах 10–20 см и более на небольшом участке. Однако получение ЦМР такой

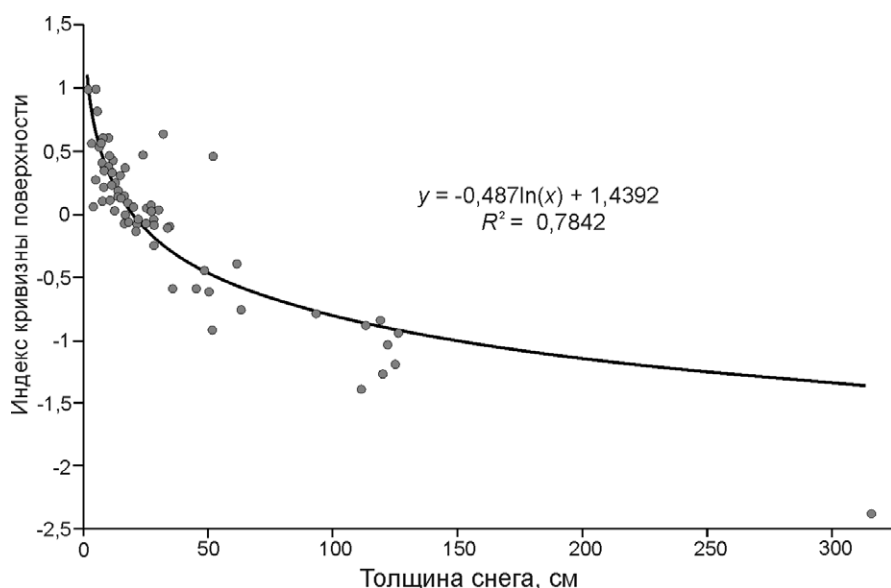


Рис. 3. Зависимость между толщиной снежного покрова (см), измеренной в результате полевой снегомерной съёмки по трансекте, и индексом кривизны поверхности

Fig. 3. Dependence between snow depth (cm), collected during snow survey on transect, and curvature index

детальности — очень затратный процесс. Источником такой модели могут быть топографическая съёмка местности, стереопары аэро- и космических снимков, съёмка при помощи Lidar.

Влияние ветра. Формула (1) позволяет вводить положительные поправки для подветренных по отношению к господствующему направлению ветра склонов и отрицательные — для наветренных склонов. На рис. 4 схематично отражены значения поправок для склонов с разной экспозицией относительно господствующего направления ветра. Размер вводимой поправки W определялся по результатам анализа средней измеренной толщины снежного покрова для склонов разных экспозиций. Согласно нашей методике, для более точного анализа влияния ветра на распределение снежного покрова все полевые данные мы разбивали на две группы: 1) полученные в точках, где значения индекса кривизны положительные (выпуклые участки); 2) полученные в точках, где значения индекса кривизны отрицательные (вогнутые участки).

Данные, представленные на рис. 5, показывают, что в среднем на подветренных склонах снега накапливается на 20–30 см больше, чем на наветренных, с которых, при отсутствии вогнутых участков поверхности, снег сдувается. В соответствии с этими данными значение коэффициента K для поправки W условно было принято равным 25. Оно позволяет увеличить модульное значение поправок максимум до ± 20 см. Поправка на влияние ветра вводилась для первичного значения толщины

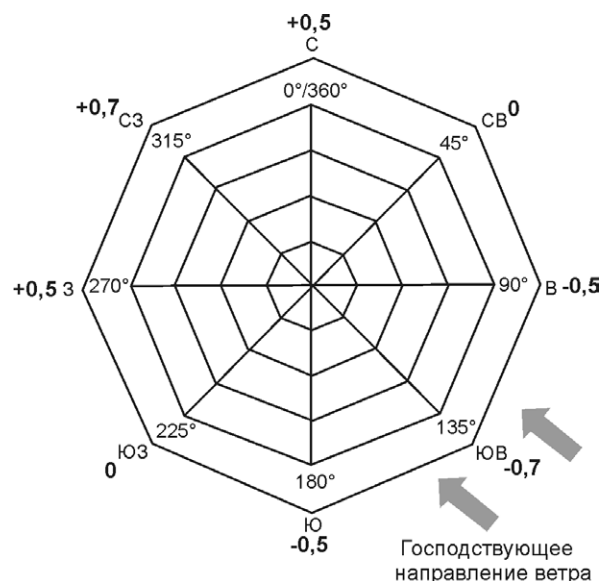


Рис. 4. Схема распределения поправок к первичному значению толщины снега

Fig. 4. Distribution of corrections to the primary value of snow depth

снега на основании поля атрибутивной таблицы со значениями параметра экспозиции. Отдельное введение поправки является недостатком описываемого подхода, и обобщение этих двух независимых величин — задача дальнейших исследований. В.С. Фрейдлин и А.Л. Шныпарков [18] в своей работе по Хибинам показали, что параметр скорости ветра — определённое звено в зависимости рельефа и толщины снега. Введённый ими коэффициент K , определяющий угловой коэффициент линии ре-

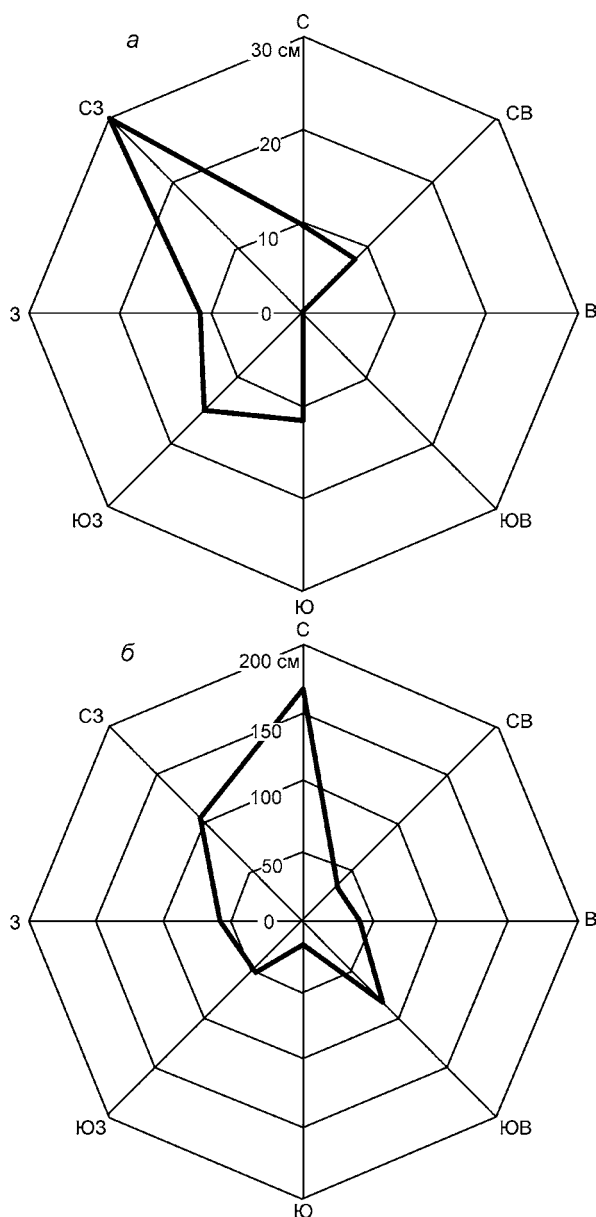


Рис. 5. Распределение средних значений измеренной толщины снежного покрова по склонам с разной экспозицией:

a — массив полевых данных для выпуклых участков (индекс кривизны > 0); *б* — массив полевых данных для вогнутых участков (индекс кривизны < 0)

Fig. 5. Distribution of mean values of measured snow depth on differently oriented slopes:

a — dataset for convex surfaces (curvature index > 0); *b* — dataset for concave surfaces (curvature index < 0)

грессии при анализе линейной взаимосвязи кривизны поверхности и толщины снега, имеет приблизительно тот же смысл, что и описываемый в настоящей статье. Его вариативность авторы связывают со скоростью ветра в зимний период.

Влияние растительности. Распределение кустарниковых ив на ключевом участке связано с рельефом. Наиболее высокоствольные (1–1,5 м) кустарники располагаются в понижениях — долинах малых рек, на склонах эрозионных форм [17]. Это — вогнутые участки, которые имеют отрицательные значения индекса кривизны поверхности, где влияние ветра ограничено, поэтому рассмотрение кустарников как лимитирующего фактора снегонакопления можно считать справедливым. При исследованиях в Аляскинской тундре также установлено закономерное увеличение толщины снега с ростом высоты крон, диаметром ветвей кустарников [29], а также сомкнутости кустарникового яруса [34]. По данным измерений, в кустарниковых сообществах сосредоточено на 27% больше снега, чем в кочковатой тундре.

Зависимость толщины снега от наличия и высоты кустарников исследовалась как и в случае с ветром: данные сравнивались с учётом выпуклости/вогнутости поверхности. На графике (рис. 6) приведена зависимость между высотой кустарников и толщиной снега с учётом различий индекса кривизны поверхности. Разделение массива данных в соответствии с этим индексом было сделано, чтобы оценить влияние кустарников на распределение снежного покрова именно для выпуклых участков поверхности, поскольку на вогнутых участках это влияние полностью нивелируется за счёт рельефа, что видно из графика (см. рис. 5). В первом случае наблюдается чёткая зависимость толщины снега от высоты кустарников, во втором случае разброс точек велик и такая зависимость отсутствует. Это связано с биологической невозможностью достижения кустарником высоты более 1,5 м на участках, где толщина снега превышает это значение [11].

На рис. 7 показаны отсортированные значения массива данных для выпуклых склонов. На основании этого графика можно считать, что растительность оказывает задерживающее влияние на снежный покров при его перевевании. При этом для участков с невысокими кустарниками (менее 15 см) высота кустарников определяет толщину снега, а более высокие кустарники (выше 15 см) служат лишь «ловушкой» [22], но толщину снега не определяют. Пороговое значение между этими двумя группами зависит, ско-

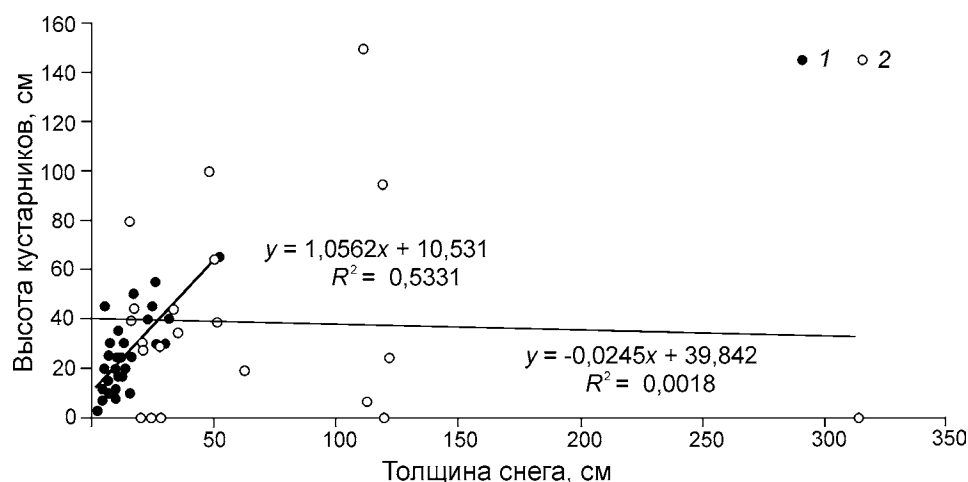


Рис. 6. Зависимость толщины снежного покрова от высоты кустарников.

Массив данных разбит на две группы: 1 – точки, расположенные на выпуклых участках (индекс кривизны > 0); 2 – точки, расположенные на вогнутых участках (индекс кривизны < 0)

Fig. 6. Dependency between snow depth and shrub height within two datasets:

1 – for points, located on convex surfaces (curvature index > 0); 2 – for points, located on concave surfaces (curvature index < 0)

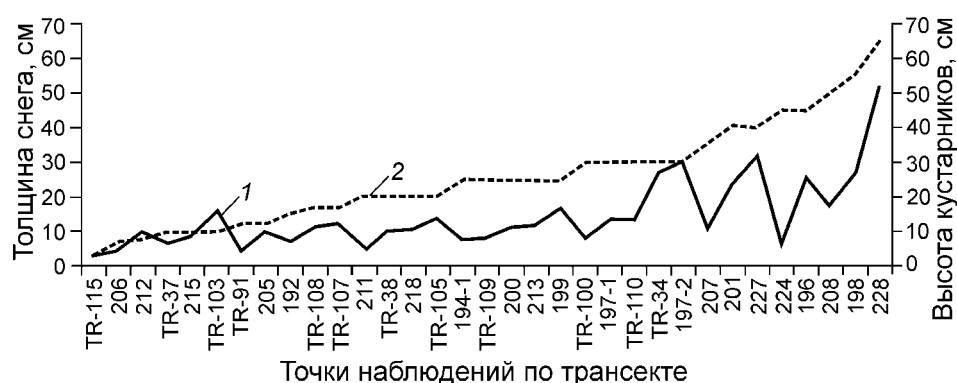


Рис. 7. Зависимость толщины снега (1) от высоты кустарников (2) в условиях сходного рельефа

Fig. 7. Dependency between snow depth (1) and shrub height (2) in similar topographic conditions

рее всего, от количества выпавших осадков и варьирует от сезона к сезону.

Согласно уравнению регрессии (см. рис. 6), вычислялось лимитирующее значение толщины снежного покрова при наличии кустарников определённой высоты:

$$X = (Y - 10,531) / 1,0562,$$

где X – толщина снега; Y – высота кустарников.

Значение, полученное для каждой модельной точки, которая попала в контур с кустарниковыми сообществами, сравнивалось с первичным значением толщины снега с введённой поправкой на влияние ветра. Если лимитирующее значение X оказывалось ниже ранее смоделированного, то сохранялось смоделированное значение; если лимитирующее значение было выше, то модельное значение толщины снега приравнивалось к лимитирующему. В этом случае кустарниковый покров устанавливал лимит снегонакопления в соответствии с данными полевых наблюдений. Исправленные значения принимались за окончательные.

Создание карты водного эквивалента снежного покрова

Результат моделирования (см. рис. 2) в виде карты водного эквивалента снежного покрова представлен на рис. 8. Разрешение итоговой растровой модели аналогично исходной ЦМР – 5×5 м. Уровень моделирования и картографирования снежного покрова в этой статье – очень локальный, поэтому результаты не могут достоверно описывать распределение снега на более обширной территории, включающей, например, пойменный уровень. Такие предположения делали и другие исследователи, проводившие изыскания на небольших ключевых участках [27]. Географические особенности территории обуславливают определённый набор независимых величин, которые в большей степени описывают распределение снега в тундре [22, 23, 29, 34]. Согласно проведённому анализу, некоторые из независимых величин, определяющих параметр водного эквивалента снежного покрова, не всегда могут влиять по линейной закономер-

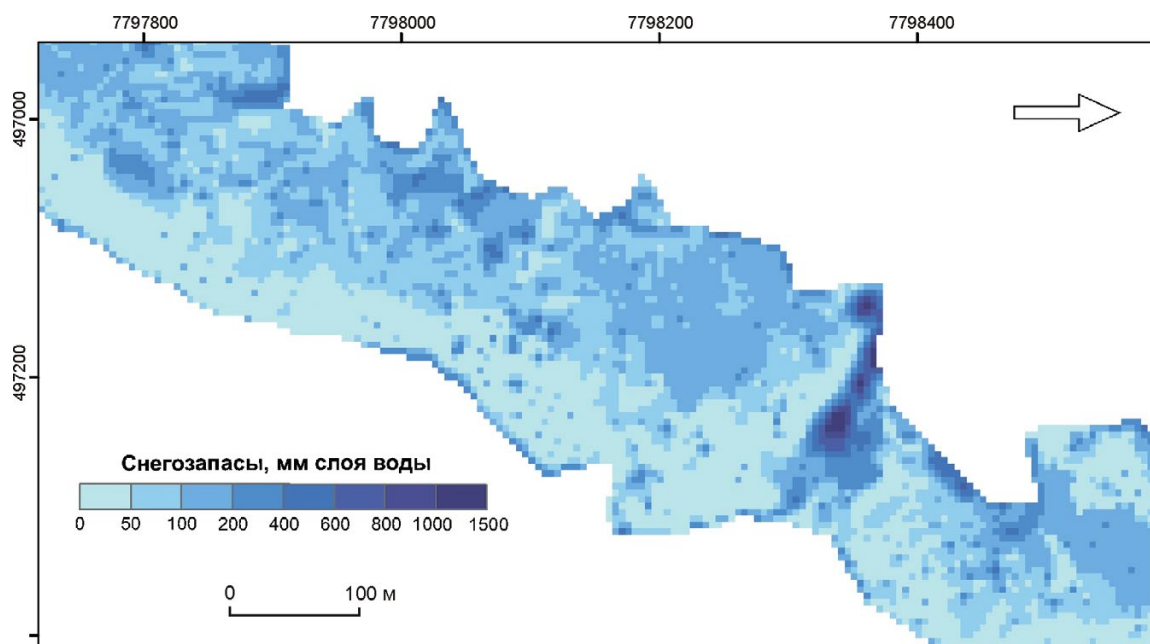


Рис. 8. Карта водного эквивалента снежного покрова для трансекты (фрагмент)

Fig. 8. Map of snow water equivalent for the transect (fragment)

ности [21, 30], хотя линейные модели регрессии использовались [13, 25]. В целом, все факторы, влияющие на распределение снежного покрова на ключевом участке, работают в комплексе.

Валидация результатов

Для оценки достоверности применения выявленных закономерностей распределения толщины снежного покрова в расчётной модели проведено её сравнение с моделью распределения снежного покрова, основанной исключительно на полевых измерениях. Для этого использованы результаты измерения толщины снега на площадке CALM (см. рис. 1), для которой также построена детальная ЦМР. Данные измерений на этой площадке не участвовали в общем статистическом анализе зависимости толщины снега от различных факторов. После построения модели (см. рис. 8) для точек площадки CALM было создано поле в атрибутивной таблице со значениями модельной толщины снежного покрова. Это позволило провести интерполяцию значений и построить две растровые поверхности, основанные на полевых измерениях (*а*) и модельных значениях (*б*) (рис. 9). Выполнен расчёт объёма снега для вариантов *а* и *б* и корреляционный анализ соответствующих

массивов значений толщины снежного покрова (табл. 2). Анализ показал, что между двумя массивами данных наблюдается достаточно высокая степень корреляции ($R = 0,75$).

В табл. 2 приведены результаты сравнения двух моделей, которые показывают, что модельные значения толщины снежного покрова и соответственно значения водного эквивалента достаточно подробно и точно отражают реальную картину. Об этом можно судить по визуальному сравнению изображений (см. рис. 9) и сопоставлению с объёмом снежного покрова на тестовой площадке CALM.

Выводы

Исследования снежного покрова на ключевом участке показали, что орографические условия тундр Центрального Ямала обуславливают крайне неравномерное распределение снежного покрова. Подтвердилась закономерность распределения снежного покрова: сдувание ветром с вершин холмов и накопление в понижениях, отмеченная и другими авторами. На основе статистического анализа данных установлено, что для ключевого участка степень взаимосвязи индекса кривизны поверхности и толщины снежного покрова очень высокая ($R = -0,83$), так как этот индекс описыва-

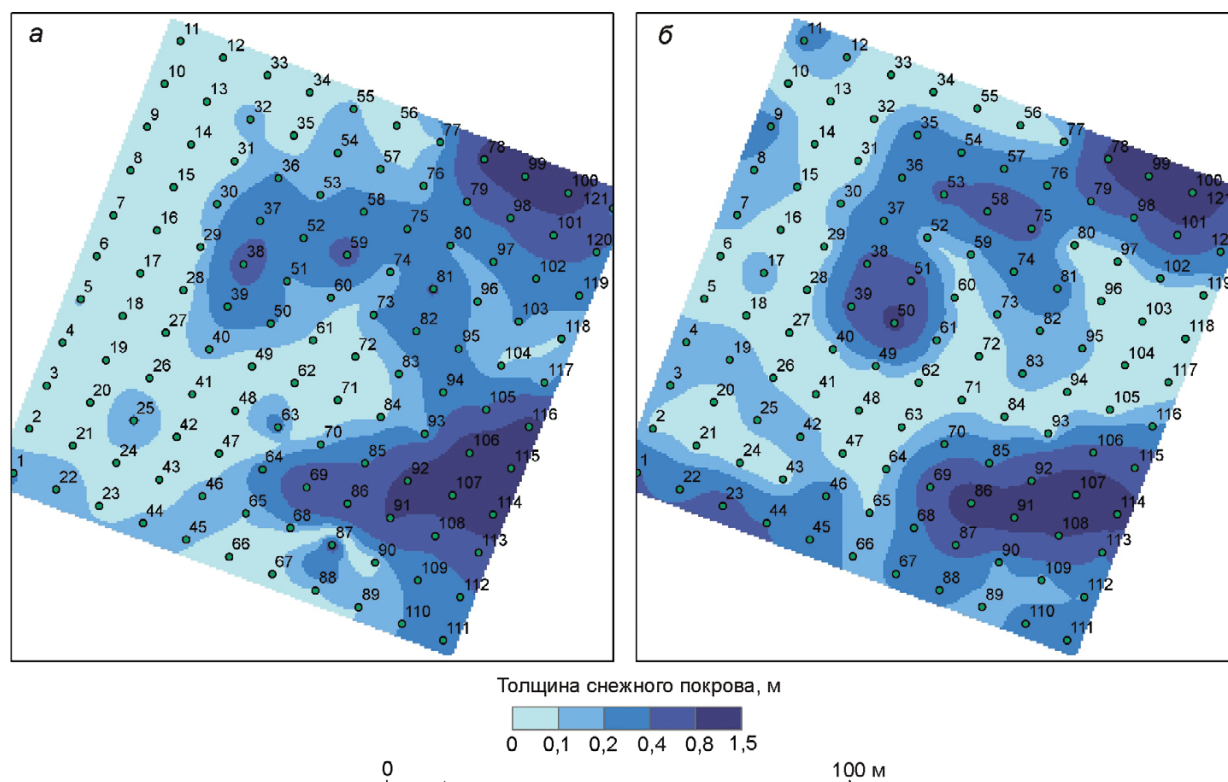


Рис. 9. Толщина снежного покрова на площадке CALM.

Интерполяция: *a* – полевых данных; *b* – результатов моделирования

Fig. 9. Snow depth on the CALM site:

a – field data interpolation; *b* – modeling data interpolation

Таблица 2. Сравнение полевых и модельных данных для площадки CALM

Показатели	Полевые данные	Модельные данные
Число точек	121	
Толщина снега, см:		
минимальная	0	0,9
максимальная	120	142
средняя	25,45	26,77
Коэффициент корреляции R	0,75	
Объём снега, м ³	2683	2793

ет участки с разной степенью выпуклости и вогнутости поверхности – соответственно зоны выдувания и аккумуляции снежного покрова. Однако такая тесная связь параметров может быть получена только с использованием ЦМР высокого разрешения. В противном случае корреляция этих параметров может быть довольно низкой.

Массы снега перемещаются благодаря сильным ветрам и отсутствию значимых природных барьеров. Анализ полученных нами материалов подтвер-

дил закономерность, отмеченную ранее многими авторами, – сдувание снега в большей степени с наветренных склонов и его аккумуляция на подветренных склонах в соответствии с господствующим направлением ветра. Для учёта этой закономерности в общей модели предложено введение специальной поправки, использующей значения экспозиции склонов. Она позволяет индексировать склоны по отношению к господствующему направлению ветра и автоматизировать её введение.

Кустарники на ключевом участке играют роль «ловушки» для снега при перемещении его ветром, однако связь высоты кустарников и толщины снега прослеживается в том случае, когда отрицательная форма рельефа не предопределяет накопление снега большее, чем высота кустарника, как, например, в оврагах. Учитывая, что на ключевом участке высокоствольные ивняки приурочены как раз к понижениям в рельефе, можно сделать вывод об ограниченном влиянии кустарниковых сообществ на толщину снега. Вместе с тем кустарники задерживают часть снежного покрова, оказывая лимити-

рующее воздействие. На основе полевых данных и установленных закономерностей между различными факторами и толщиной снежного покрова разработана методика моделирования водного эквивалента снежного покрова на основе ГИС. Проверка показала применимость методики для определённого типа ландшафта.

Благодарности. Авторы благодарят д-ра геол.-минер. наук М.О. Лейбман и канд. геогр. наук А.А. Губарькова за ценные советы при проведении настоящего исследования.

Исследования проводятся в рамках Программы фундаментальных исследований РАН ОНЗ № 12 «Процессы в атмосфере и криосфере как факторы изменения природной среды», гранта РФФИ 13-05-91001-АНФ_а, гранта Президента РФ для научных школ, а также международных проектов CALM и TSP.

Литература

1. Воейков А. И. Снежный покров, его влияние на почву, климат и погоду, и способы исследования // Зап. ИРГО по общей географии. Т. 18. № 2. СПб., 1889. 213 с.
2. Достовалов Б.Н., Кудрявцев В.А. Общее мерзлотоведение. М.: изд. МГУ, 1967. 403 с.
3. Житков Б.М. Полуостров Ямал // Зап. ИРГО по общей географии. Т. 49. СПб., 1913. 349 с.
4. Китаев Л.М., Кислов А.В. Региональные различия снегонакопления — современные и будущие изменения (на примере Северной Европы и севера Западной Сибири) // Криосфера Земли. 2008. Т. 12. № 2. С. 98–103.
5. Концевая В.В., Соколов В.М., Фрейдлин В.С. Исследование снегонакопления на различных формах рельефа в Хибинах // Тр. 3-го Всес. совещ. по лавинам. Л.: Гидрометеиздат, 1989. С. 232–240.
6. Копанев И.Д. Снежный покров на территории СССР. Л.: Гидрометеиздат, 1978. 181 с.
7. Котляков В.М. Избранные сочинения: Т. 2. Снежный покров и ледники Земли. М.: Наука, 2004. 447 с.
8. Кренке А.Н., Китаев Л.М., Разуваев В.Н., Мартуганов Р.А. Снежность на территории СНГ и его регионов в условиях глобального потепления // Криосфера Земли. 2000. Т. 4. № 4. С. 97–106.
9. Кузьмин П.П. Физические свойства снежного покрова. Л.: Гидрометеиздат, 1957. 178 с.
10. Кузьмин П.П. Формирование снежного покрова и методы определения снеготпасов. Л.: Гидрометеиздат, 1960. 169 с.
11. Лейбман М.О. Механизмы формирования криогенных оползней скольжения и условия их индикации по высокорослой иве на Центральном Ямале // Материалы Московского центра РГО. Биogeография. 2004. Вып. 12. С. 89–94.
12. Лейбман М.О., Кизяков А.И. Криогенные оползни Ямала и Югорского полуострова. М.: изд. Типографии Россельхозакадемии, 2007. 206 с.
13. Погорелов А.В. Снежный покров Большого Кавказа: опыт пространственно-временного анализа. М.: Академкнига, 2002. 286 с.
14. Полуостров Ямал / Под ред. В.Т. Трофимова. М.: изд. МГУ, 1975. 278 с.
15. Ребристая О.В., Хитун О.В. Ботанико-географические особенности флоры Центрального Ямала // Ботанический журнал. 1998. Т. 83. № 7. С. 37–52.
16. Рихтер Г.Д. Роль снежного покрова в физико-географическом процессе. М.-Л.: Изд-во АН СССР, 1948. 171 с.
17. Украинцева Н.Г. Особенности распространения кустарниковых тундр на Ямале // Материалы Московского центра РГО. Биogeография. 1998. Вып. 7. С. 46–53.
18. Фрейдлин В., Шныпарков А. Методика расчёта снеготпасов в малых горных бассейнах // МГИ. 1985. Вып. 53. С. 96–99.
19. Benson C.S., Sturm M. Structure and wind transport of seasonal snow on the Arctic slope of Alaska // Annals of Glaciology. 1993. V. 18. P. 261–267.
20. Clow W.D., Nanus L., Verdin K.L., Schmidt J. Evaluation of SNODAS snow depth and snow water equivalent estimates for the Colorado Rocky Mountains // Hydrological Processes. 2012. Published online in Wiley Online Library (wileyonlinelibrary.com). doi: 10.1002/hyp.9385.
21. Elder K., Michaelsen J., Dozier J. Small basin modeling of snow water equivalence using binary regression tree methods // Biogeochemistry of Seasonally Snow-Covered Areas, IAHS-AIHS and IUGG XXI General Assembly, Boulder, Colorado. July, 1995. Intern. Association of Hydrological Sciences. Wallingford. P. 129–139.
22. Essery R.L.H., Pomeroy J.W. Vegetation and topographic control of wind-blown snow distributions in distributed and aggregated simulations for an Arctic tundra basin // Journ. of Hydrometeorology. 2004. V. 5. P. 734–744.
23. Evans B.M., Walker D.A., Benson C.S., Nordstrand E.A., Peterson G.W. Spatial interrelationships between terrain, snow distribution and vegetation patterns at arctic foothills site in Alaska // Holarctic Ecology. 1989. V. 12. № 3. P. 270–278.
24. Geddes C.I.A., Brown D.G., Fagre D.B. Topography and vegetation as predictors of snow water equivalent across the alpine treeline ecotone at Lee Ridge, Gla-

- cier National Park, Montana, USA // Arctic Antarctic and Alpine Research. 2005. V. 37. № 2. P. 197–205.
25. *Golding D.L.* The correlation of snowpack with topography and snowmelt runoff on Marmot Creek Basin, Alberta // *Atmosphere*. 1974. V. 12. P. 31–38.
26. *Gray D.M., Male D.H.* Handbook of Snow: Principles, Processes, Management & Use. Willowdale: Ontario, Pergamon Press Canada, 1981. 776 p.
27. *Litaor M.I., Williams M., Seastedt T.R.* Topographic controls on snow distribution, soil moisture, and species diversity of herbaceous alpine vegetation, Niwot Ridge, Colorado // *Journ. of Geophys. Research*. 2008. V. 113: G2. Online publication date: 1–Jan–2008.
28. *Marchand W.D., Killingtveit A.* Analyses of the relation between spatial snow distribution and Terrain Characteristics // *Proc. of the 58th Eastern Snow Conference*. Ottawa, Canada, 2001. P. 71–84.
29. *McFadden J., Liston G., Sturm M., Pielke R., Chapin F.* Interactions of shrubs and snow in arctic tundra; measurements and models // *Sixth scientific assembly of the International Association of Hydrological Sciences*, Maastricht, Netherlands, July 18–27, 2001 / Edited by A.J. Dolman, A.J. Hall, M.L. Kavvas, T. Oki and J.W. Pomeroy. IAHS-AISH Publication. V. 270. P. 317–325.
30. *Molotch N.P., Bales R.C., Colee M.T., Dozier J.* Estimating the spatial distribution of snow water equivalent in an alpine basin using binary regression tree models: the impact of digital elevation data and independent variable selection // *Hydrological Processes*. 2005. doi: 10.1002/hyp.5586.
31. *Pomeroy J.W., Gray D.M.* Snow Accumulation, Relocation and Management. National Hydrology Research Institute Science Report, Environment Canada: Saskatoon, 1995. 144 p.
32. *Purves R.S., Barton J.S., Mackaness W.A., Sugden D.E.* The development of a rule based spatial model of wind transport and deposition of snow // *Annals of Glaciology*. 1998. V. 26. P. 196–202.
33. *Sexstone G.A., Fassnacht S.R.* What drives basin scale spatial variability of snowpack properties in northern Colorado? // *The Cryosphere*. 2014. V. 8. P. 329–344. doi: 10.5194/tc-8-329-2014.
34. *Sturm M., Holmgren J., McFadden J.P., Liston G.E., Chapin F.S., Racine C.* Snow – shrub interactions in arctic tundra: A hypothesis with climatic implications // *Journ. of Climate*. 2001. V. 14. P. 336–344.
35. *Winstral A., Elder K., Davis R.E.* Spatial Snow Modeling of Wind-Redistributed Snow Using Terrain-Based Parameters // *Journ. of Hydrometeorology*. 2002. V. 3. № 5. P. 524–538.
36. *Woo M., Heron R., Marsh P., Steer P.* Comparison of weather station snowfall with winter snow accumulation in high Arctic basins // *Atmosphere – Ocean*. 1983. V. 21. P. 312–325.
37. *Zeuberger L.W., Thorne C.R.* Quantitative Analysis of Land Surface Topography // *Earth Surface Processes and Landforms*. 1987. V. 12. P. 47–56.

Summary

The paper presents a process of snow water equivalent (SWE) modeling. Methodology is based on statistical analysis of snow survey data and on GIS-analysis of different parameters: topography, wind, shrub vegetation. It was established, that the specific topography conditions significantly influence snow cover redistribution. This influence can be expressed as increasing of snow thickness in concave and decreasing in convex surfaces. In this case a curvature index is very useful in explanation of snow thickness on the key region. High correlation ($R = -0,83$) have been established between these two parameters. Snow redistribution is due to strong winds and the lack of significant natural barriers. The data analysis confirmed a pattern specified by many authors previously: blowing away of snow from the windward slopes and accumulation on the leeward slopes in accordance with the prevailing wind direction. To account for this pattern in the general model proposed here we introduce a correction based on the slope aspect. This correction allows for an indexing of the slopes with respect to the prevailing wind direction and facilitates automation.

The impact of shrubs is estimated as ‘traps’ for the snow or limiting control, depending on the combination of shrub height and surface shape. The relationship between shrub height and snow depth is well expressed when concave landforms do not prejudice the accumulation of snow exceeding the height of shrubs. As high shrubs in the key area are linked to depressions, the limited impact of shrub communities on the depth of the snow is observed. However, shrubs retain part of the snow cover, providing a limiting effect which is used in the model.

Морские, речные и озёрные льды

УДК 551.465.45

doi:10.15356/2076-6734-2015-2-81-92

Численное моделирование современного состояния вод и морского льда Северного Ледовитого океана

© 2015 г. Е.Н. Голубева^{1,2}, Г.А. Платов¹, Д.Ф. Якшина¹¹Институт вычислительной математики и математической геофизики СО РАН, Новосибирск;²Новосибирский национальный исследовательский государственный университет
elen@ommfao.ssc.ru

Numerical simulations of the current state of waters and sea ice in the Arctic Ocean

E.N. Golubeva^{1,2}, G.A. Platov¹, D.F. Yakshina¹¹Institute of Computational Mathematics and Mathematical Geophysics, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, Novosibirsk;²Novosibirsk State University

Статья принята к печати 25 марта 2015 г.

*Арктика, атлантические воды, изменение климата, морской лёд, Северный Ледовитый океан, тихоокеанские воды, численное моделирование, циркуляция вод.**Arctic Ocean, Atlantic waters, climate change, numerical modeling, ocean circulation, Pacific waters, sea ice.*

В работе представлены результаты численного моделирования изменчивости площади морского льда и циркуляции вод Северного Ледовитого океана с использованием данных реанализа атмосферы. Результаты моделирования отражают реакцию океана на смену режимов циркуляции атмосферы, что проявляется в изменении траектории движения вод, поступающих в Арктический бассейн из Тихого и Атлантического океанов. Показано влияние тихоокеанских и атлантических вод на распределение и толщину арктического льда.

The paper presents results of numerical simulation of variability of the sea ice area and water circulation in the Arctic Ocean performed with use of the atmosphere reanalysis data for the period from middle of the last century to the present time. The model results reflect the ocean responses to changes of the atmosphere circulation regimes that manifests in changes of trajectories of waters coming into the Arctic Ocean from the Pacific and Atlantic oceans. The model results show influence of the Pacific and Atlantic waters on distribution and thickness of the Arctic ice.

Введение

В последние два десятилетия в климатической системе Земли происходят значительные изменения. На это указывает множество физических процессов, среди которых наиболее яркий — резкое сокращение в летний период площади Арктического морского льда. Объём многолетнего льда уменьшается, сезонный лёд начинает доминировать над многолетним [20]. По данным Национального центра обработки данных по изучению снега и льда в США (National Snow and Ice Data Center, далее NSIDC) в настоящее время абсолютный минимум площади льда в Северном Ледовитом океане составляет 3,41 млн км² (сентябрь 2012 г.), что на 49% ниже среднего значения в 1979–2000 гг. [33]. Определяющая роль в этом процессе отводится атмосфере в связи с регистрируемым повышением приземной температуры воздуха в полярных широтах и изменением цир-

куляционного режима, формирующего устойчивый вынос льда за пределы Арктического бассейна [3, 22]. Среди вероятных причин современного состояния ледяного покрова Северного Ледовитого океана рассматривается также усиление теплового воздействия поступающих в Арктический бассейн атлантических и тихоокеанских вод. В приатлантическом секторе доказательства влияния теплового воздействия атлантических вод на ледяной покров в западной части котловины Нансена получены на основе обработки данных гидрологических съёмок о температуре атлантических вод, сплочённости и толщине льда за период 1979–2011 гг. [17, 23]. В тихоокеанском секторе с 2001 по 2007 г. в два раза увеличился поток тепла, поступающий в океан через Берингов пролив. Оценки потока тепла для 2007 г. показали, что он сравним с потоком коротковолновой радиации в Чукотское море и способен растопить 30% общего объёма льда, растаявшего летом 2007 г. [32].

Неоднозначность причинно-следственных связей в системе атмосфера—лёд—океан в Арктике требует более тщательного изучения климатических процессов для выявления физических механизмов, определяющих его состояние и изменчивость Северного Ледовитого океана. Основная проблема — труднодоступность океана, поэтому, несмотря на повышенный интерес к этому региону в последние двадцать лет, банк имеющихся данных не позволяет ответить на многие вопросы, касающиеся состояния и циркуляции вод, а также механизмов, их формирующих. Использование трёхмерных численных моделей динамики океана и морского льда даёт возможность воспроизвести пространственно-временную картину процессов. Однако тестирование моделей существенно ограничено ввиду отсутствия длительных рядов наблюдений.

К особенностям Северного Ледовитого океана можно отнести: малый бароклинный радиус деформации Россби (порядка 3–5 км); малый масштаб Райнса (также порядка 3–5 км на материковом склоне); наличие ледяного покрова; сочетание в одном регионе как сильно устойчивой стратификации в летний сезон (в связи с формированием тёплого и пресного верхнего слоя), так и неустойчивой стратификации с зонами глубокой конвекции, проникающей до дна. Всё это — причины, по которым Северный Ледовитый океан относится к области, чрезвычайно сложной для моделирования. Международный проект FAMOS (Forum for Arctic Modeling and Observational Synthesis, <http://www.who.edu/projects/famos>) предусматривает разработку современных моделей океана на основе сравнения существующих моделей с имеющимися данными наблюдений и проведения координированных экспериментов. В настоящей работе приводятся результаты, отражающие изменчивость состояния морского льда и динамики вод Северного Ледовитого океана, полученные в результате численного моделирования, выполненного по протоколу FAMOS на основе региональной модели океана, а также северной и экваториальной Атлантики.

Постановка задачи

Термохалинная структура и циркуляция вод Северного Ледовитого океана формируются в результате воздействия внешних факторов и внутренних процессов. Среди внешних факто-

ров в качестве основных можно выделить термическое и динамическое взаимодействие с атмосферой, радиационные потоки, поступление в океан тёплых и солёных атлантических вод через пролив Фрама и Баренцево море и тихоокеанских вод через Берингов пролив, речной сток в арктические моря. Из внутренних физических процессов наиболее важны механизмы и явления, связанные с формированием и таянием льда, его динамикой, торошением, изменением альбедо, выносом льда и водных масс через пролив Фрама и проливы Канадского архипелага, а также конвективные, адвективные, турбулентные и диффузионные процессы в океане. Предполагается воспроизвести обозначенные процессы и их пространственно-временную изменчивость с помощью непрерывного расчёта на основе численной модели океана и морского льда, используя данные атмосферного реанализа для оценки потоков на поверхности океана с 1948 г. по настоящее время. Данная работа представляет собой продолжение исследования [2], в котором подробно рассматривалась реакция Северного Ледовитого океана на вариации атмосферного воздействия в период с 1948 по 1995 г.

Численная модель

Для проведения численных экспериментов используется региональная численная модель океана и морского льда ИВМиМГ СО РАН (Институт вычислительной математики и математической геофизики СО РАН). Океаническая модель [2, 13] основана на системе полных нелинейных уравнений гидротермодинамики океана, записанных в криволинейных ортогональных координатах. Используются приближения гидростатики и «твёрдой крышки». В модель включены следующие параметризации: изопикнической диффузии тепла и соли [16]; мгновенного конвективного перемешивания на основе привлечения дополнительной модели верхнего квазиоднородного слоя океана; переноса аномалий плотной воды вдоль наклонного шельфа [6]. Для наглядности представления изменчивости циркуляции вод рассчитывается поле концентрации трассеров, распространяющихся от непрерывно действующих источников, где концентрация задаётся равной единице. Трассеры трактуются как пассивная примесь, распростра-

няющаяся системой течений и вовлекаемая в процесс конвективного перемешивания.

В качестве ледового блока модели используется модель CICE3, представляющая собой модификацию стандартной вязкопластической модели динамики льда [14, 15]. Толщина снежного покрова и льда вычисляется на основе термодинамической модели [10] для шести категорий льда и одной категории снега. Горизонтальный перенос льда осуществляется с помощью адвективной схемы полулагранжевого типа [21].

Область моделирования и численная сетка.

В область моделирования входят Северный Ледовитый океан и северная часть Атлантического океана с экваториальной зоной, начиная с 20° ю.ш. При построении численной модели используется репроективная трёхполярная сетка, сопрягающаяся со сферической на 65° с.ш. Пространственное разрешение для Атлантики выбрано равным $0,5^\circ \times 0,5^\circ$, что обеспечивает разрешение в океане 15–25 км. Вертикальное разрешение модели — 38 горизонтов, при этом в поверхностном слое шаг сетки по вертикали составляет 5 м.

Начальные данные и граничные условия. Начальные распределения полей температуры и солёности соответствуют климатическим данным РНС (Polar science center Hydrographic Climatology) [28] для зимы. На поверхности океана потоки тепла, пресной воды и импульса определялись на основе использования данных атмосферного реанализа CORE2 [34]. Граничные условия на дне не допускают потоков тепла и соли через эти границы, локальное трение о дно пропорционально квадрату придонной скорости. На «твёрдой» береговой границе ставятся условия отсутствия потока тепла и соли, а также условие равенства нулю горизонтальной составляющей движения. В области Берингова пролива задаётся баротропный поток из Тихого океана среднемесячной температуры и солёности [28] в период с 1948 по 2003 г. Среднегодовой расход потока 0,8 Св. В последующий период использовались данные из работы [32]. Граничные условия для притока пресной воды рек задаются согласно имеющимся данным о среднеклиматическом сезонном изменении стока основных 13 рек Арктического региона, суммарный сток которых составляет 8,6 км³/день, и 23 рек северной и экваториальной Атлантики, расход которых в среднем равен 29,7 км³/день [30]. Южная граница области на 20° ю.ш. считается «жидкой границей», на кото-

рой компенсируются суммарный сток рек и поступление вод через Берингов пролив. Допускаются свободная адвекция температуры и солёности за пределы области и перенос заданных климатических значений температуры и солёности при условии потока, направленного в расчётную область.

Результаты численных экспериментов

Поверхностная циркуляция вод и морского льда Северного Ледовитого океана формируется системой ветров и речным стоком [5, 7]. Основные её элементы: Трансарктическое течение, переносящее лёд и поверхностные воды от Чукотского моря к побережью Гренландии; антициклонический круговорот в районе моря Бофорта; циклоническая циркуляция в системе шельфовых морей (рис. 1). Влияние преобладающих типов атмосферной циркуляции (антициклонического и циклонического) над Арктикой приводит к смещению оси Трансарктического течения и смене направления движения водных масс в поверхностном слое Арктического бассейна [24]. Наиболее важные черты изменчивости поверхностной циркуляции и дрейфа льда можно воспроизвести с использованием численных моделей невысокого пространственного разрешения [2, 8]. Важный фактор — изменчивость поступающих в Арктический бассейн тёплых атлантических и тихоокеанских вод, не подверженных прямому или модифицированному льдом воздействию ветра. Распространяясь ниже поверхностного слоя, они могут передавать тепло вышележащим слоям за счёт процессов конвективного перемешивания и двойной диффузии. Увеличение объёма поступления этих вод и повышение их температуры могут привести к росту теплового потока на нижнюю поверхность ледяного покрова.

Изменчивость траектории тихоокеанских вод. Тихоокеанские воды поступают в Северный Ледовитый океан через Берингов пролив и распространяются в виде поверхностного течения на шельфе Чукотского моря [11]. Летом тихоокеанские воды трансформируются на Чукотском шельфе за счёт обмена с атмосферой и процессов перемешивания, заглубляются, поскольку имеют более высокую солёность по сравнению с поверхностными водами океана, и распространяются далее в его глубинной части в слое от 50 до 150 м, отдавая тепло соседним слоям и способствуя повышению температуры

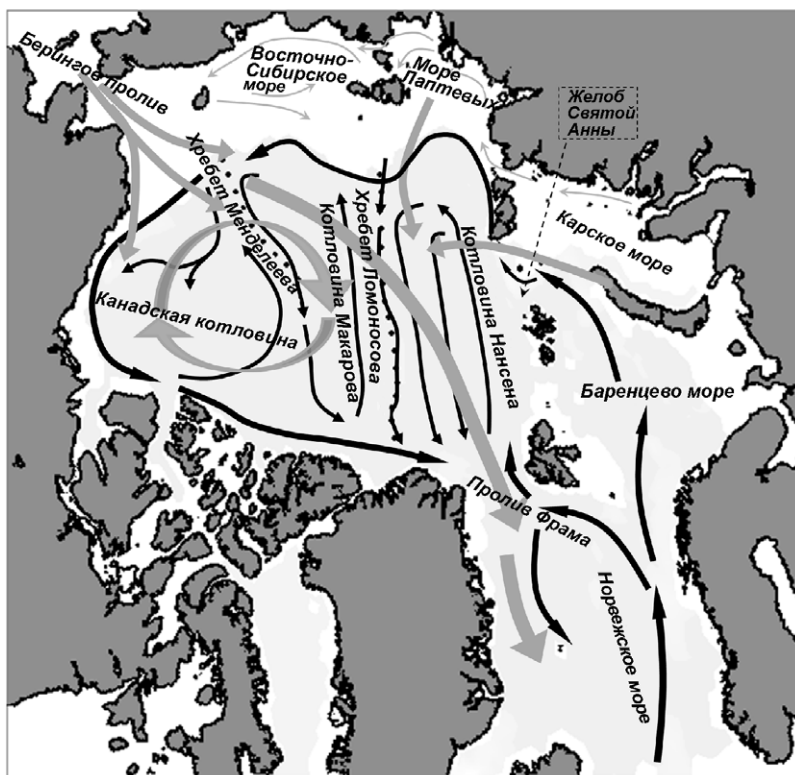


Рис. 1. Схематическое представление циркуляции вод Северного Ледовитого океана.

Серые стрелки обозначают распространение тихоокеанских вод, Трансарктическое течение, антициклоническую циркуляцию в Канадском бассейне. Чёрные стрелки отражают принятую в настоящее время схему циркуляции атлантических вод. Схема построена на основе данных работ [5, 26]

Fig. 1. Schematic representation of the water circulation in the Arctic Ocean.

Gray arrows indicate the movement of the Pacific waters, the Transpolar current, anticyclonic circulation in the Canadian Basin. Black arrows show a pattern of the Atlantic water circulation in the Arctic Ocean. The scheme is based on [5, 26]

поверхностного слоя и соответственно сокращению толщины ледяного покрова. В Арктическом бассейне эти воды, получившие название летних тихоокеанских вод (ЛТВ), выделяются по локальному максимуму температуры, расположенному под верхним перемешанным слоем. Траектория движения этих вод в численной модели значительно меняется при смене циркуляционного режима атмосферы. Это можно проследить по распространению трассера, источник которого в численном расчёте задавался в Беринговом проливе. Распространение трассера рассчитывается для двух периодов: 1989–1995 и 2000–2007 гг. Первый из них соответствует периоду преобладающего циклонического режима циркуляции атмосферы, что можно видеть по графикам индекса как Северо-Атлантического колебания (North Atlantic Oscillation, NAO), так и Арктического колебания (Arctic Oscillation, AO) [35]. Для второго периода индексы NAO и

АО не показывают явно выраженного антициклонического атмосферного режима, однако индекс АОО (Arctic Ocean Oscillation) отвечает именно антициклонической реакции океана [24, 25].

В период, характеризующий циклонический режим (конец 1980-х – середина 1990-х годов), распространение происходит преимущественно вдоль побережья Северной Америки (рис. 2, а, в). В поверхностном слое виден поток через канадские проливы. Отчётливо заметны спуск трассера вдоль материкового склона и дальнейшее его распространение в северном направлении. Область распространения трассера ограничена с запада хребтом Менделеева. Для периода 2000–2009 гг. поверхностное распределение показывает следующее вдоль побережья Аляски течение, как и в предыдущем случае, однако дальнейшего распространения трассера в сторону канадских проливов модель не даёт, поскольку антициклоническое движение поверхностного

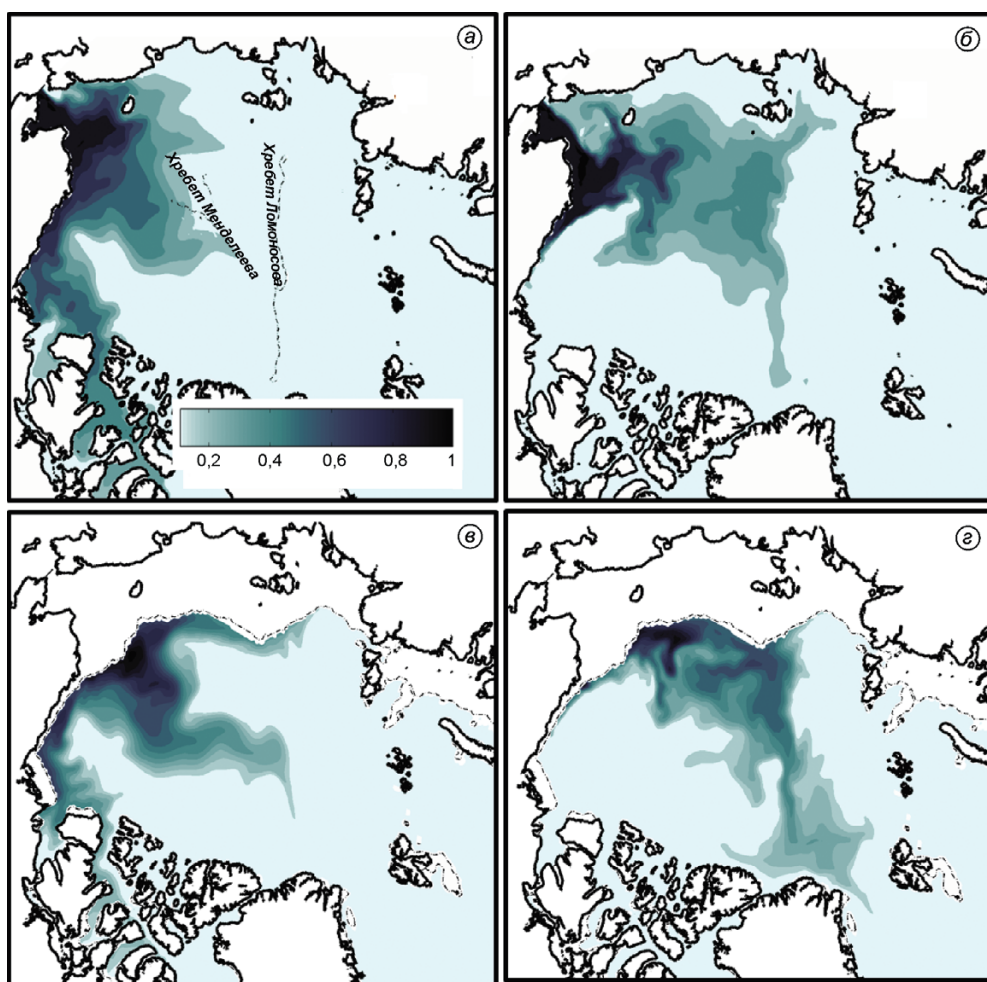


Рис. 2. Концентрация трассера тихоокеанских вод:

a, в — в период с 1989 по 1995 г.; *б, з* — в период с 2000 по 2009 г. В верхнем ряду (*a, б*) представлена концентрация трассера на поверхности, в нижнем (*в, з*) — на глубине 100 м

Fig. 2. Concentration of Pacific water tracer:

a, в — in 1989–1995; *б, з* — in 2000–2009. Upper panels (*a, б*) show tracer concentration at the sea surface, lower panels (*в, з*) — at the depth of 100 m

слоя усиливает перенос в направлении Восточно-Сибирского шельфа (см. рис. 2, *б, з*). Топографические особенности определяют области концентрации трассера; заметно движение в центральную часть Канадского бассейна и в сторону пролива Фрама. Положение хр. Ломоносова совпадает с границей распространения тихоокеанского трассера в этот период.

В 1960–70-х годах присутствие тихоокеанских вод, определяемых на основе химического анализа, прослеживалось до границы Амеразийского бассейна, проходящей по хр. Ломоносова [19]. Считается, что исчезновение признаков тихоокеанской водной массы из области котловины Макарова и северной части бассейна Нан-

сена, а также сдвиг границы их распространения в область хр. Менделеева произошли в середине 1980-х годов [29]. К концу первой декады 2000-х годов распространение ЛТВ опять прослеживалось вплоть до хр. Ломоносова [4, 9].

Изменения, происходящие в слое атлантических вод. Промежуточный слой воды с положительной температурой — одна из основных особенностей термохалинной структуры вод Северного Ледовитого океана [5, 7]. Основу этого слоя составляют тёплые и солёные атлантические воды, поступающие в Норвежское море и образующие систему тёплых потоков. Восточная ветвь атлантических вод, проходящая через Баренцево море, теряет большую часть своего

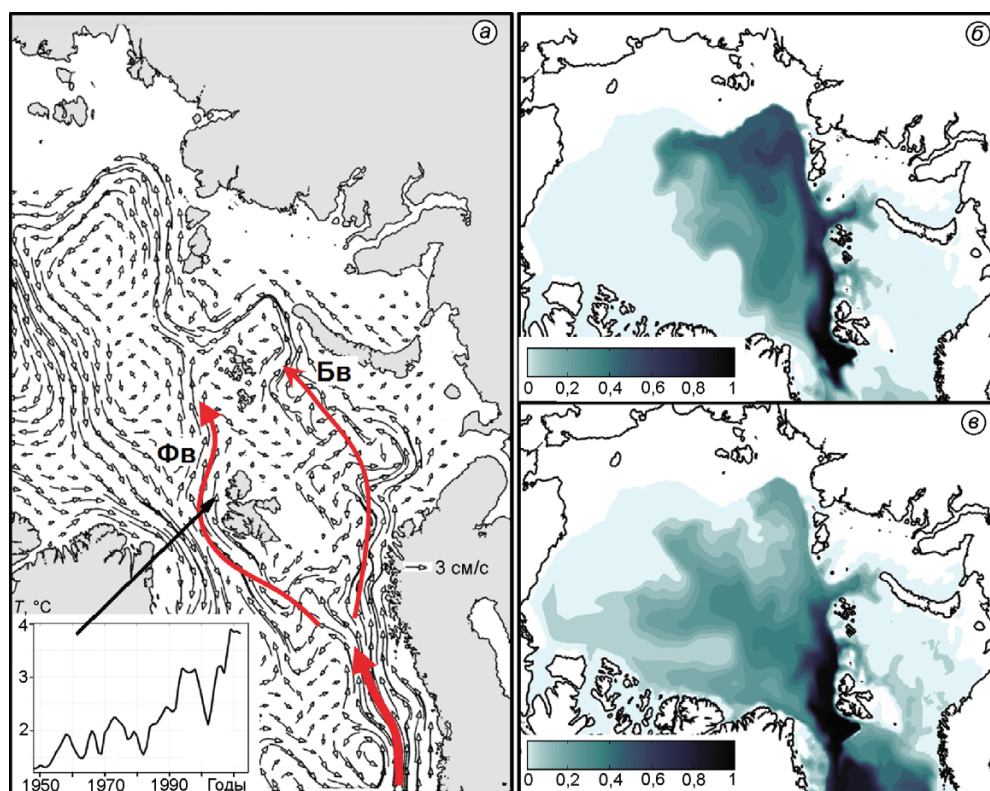


Рис. 3. Результат моделирования распространения атлантических вод в Арктическом бассейне.

a — осреднённое поле скорости в слое 100–200 м, установившееся в модели к 1975 г. На рисунке стрелками показаны потоки атлантических вод (Фв — Фрамовская ветвь, Бв — Баренцевоморская ветвь) и временной ряд максимальной температуры в ядре атлантических вод к северу от Шпицбергена; *б* — концентрация трассера Фрамовской ветви атлантических вод в слое 100–500 м в период с 1989 по 1995 г.; *в* — то же в период с 2000 по 2009 г.

Fig. 3. The result of modeling of the Atlantic water spreading in the Arctic Ocean:

a — velocities of currents averaged over depth interval of 100–200 m, in 1975. The major flows of Atlantic waters are shown with the arrows (Фв — Fram Strait Branch, Бв — Barents Sea branch) and the time series of the maximum temperature in the core of the Atlantic waters north of Spitsbergen; *б* — distribution of the Fram Strait tracer in 100–500 m in 1989–1995; *в* — the same as (*б*) in 2000–2009

тепла в результате интенсивного обмена с атмосферой и влияет на процессы образования льда. Модифицированная Баренцевоморская атлантическая вода, в среднем имеющая отрицательную температуру, через жёлоб Св. Анны выносится в котловину Нансена. Вторая ветвь атлантических вод — Западно-Шпицбергенское течение — поступает в Арктический бассейн через пролив Фрама (далее Фрамовская ветвь) и, перемешиваясь с холодной арктической водой, опускается на уровень промежуточных вод. На рис. 1 приведена схема [26], принятая в настоящее время, которая отражает движение атлантических вод вдоль материкового склона и циклонические циркуляции в каждом топографическом бассейне. Устойчивость траектории атлантических вод остаётся под вопросом, особенно в Канадском бассейне. Предполага-

ется, что атлантические и промежуточные воды большей части Северного Ледовитого океана представляют собой воды Баренцевоморской ветви. Фрамовская ветвь возвращается к проливу Фрама, не покидая бассейна Нансена, и только иногда распространяется вдоль материкового склона за пределы хр. Ломоносова [27].

Модельное поле течений отражает основные потоки, определяющие обмен между Северной Атлантикой и Арктическим бассейном. Среди них можно выделить две ветви атлантических вод, поступающих в Северный Ледовитый океан, и южный поток Восточно-Гренландского течения (рис. 3, *a*). Тёплое ядро атлантических вод в модельных расчётах в бассейне Нансена находится над материковым склоном на глубине 200–400 м. В численном расчёте моделируется известный из материалов наблюдений [26]

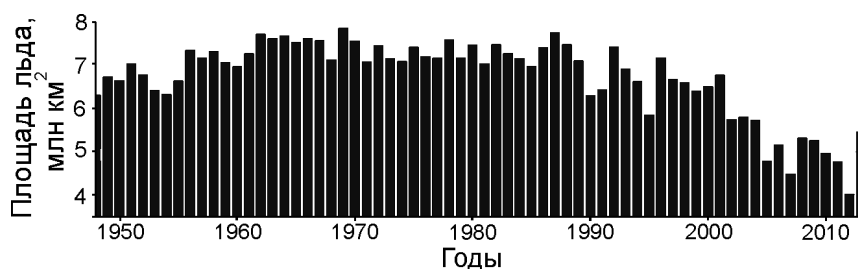


Рис. 4. Временной ряд среднемесячной (сентябрь) площади арктического льда в период с 1948 по 2013 г. (модельный расчёт)

Fig. 4. Monthly averaged Arctic sea ice extent for Septembers of 1948–2013, resulting from numerical experiment

процесс охлаждения в слое атлантических вод по мере продвижения их вдоль материкового склона бассейна Нансена. Основное понижение температуры воды происходит между Карским морем и морем Лаптевых, где тёплые и солёные воды Фрамовской ветви перемешиваются с охлаждёнными и менее солёными водами Баренцевоморской ветви, поступающими через желоб Св. Анны. Дальнейшее охлаждение атлантического слоя протекает на материковом склоне моря Лаптевых. Известное из данных наблюдений повышение температуры в ядре атлантических вод, поступающих через пролив Фрама, с конца 1980-х годов [1, 22, 27, 29] воспроизводится в численном эксперименте (см. рис. 3, а). Дальнейшее перераспределение тепла, поступившего в Арктический бассейн, зависит от различных факторов, в частности от направления и скорости течения в слое атлантических вод.

Установление длительной положительной фазы NAO с конца 1980-х годов совпадает с интенсификацией поступления тёплых вод через пролив Фрама и формированием циклонического режима циркуляции поверхностного слоя Северного Ледовитого океана [1, 24, 29]. В этот период Фрамовская ветвь проникает за пределы бассейна Нансена и вносит свой вклад в изменение атлантического слоя за пределами хр. Ломоносова, способствуя повышению температуры воды вдоль материкового склона. Трассеры, непрерывно действующий источник которых в численном эксперименте был размещён в проливе Фрама и активизирован в 1981 модельном году, в течение 1990-х годов распространились вдоль материкового склона не только в область Евразийского бассейна, но и за пределы хр. Ломоносова, в бассейн Макарова (см. рис. 3, б). Интенсивная антициклоническая циркуляция, сформировавшаяся в Канадском бассейне в первой декаде 2000-х годов, по глубине распространилась до промежуточного слоя. Концентрация трассеров

Фрамовской ветви сокращается вдоль материкового склона и наблюдается в Канадском бассейне в виде размытых потоков, проникающих за пределы хр. Ломоносова, движение которых более близко к антициклоническому (см. рис. 3, в).

Полученный результат согласуется с выводами работы [18], где анализируются модельные расчёты и данные наблюдений содержания ^{129}I в арктических водах. Вместе с тем в работе [31] на основе анализа данных отмечаются только понижение температуры атлантического слоя в Канадском бассейне и предположительное изменение направления циркуляции в глубинных слоях моря Бофорта, а не всего Канадского бассейна. По-видимому, реальный процесс распространения атлантических вод намного сложнее, и, возможно, что проведение численных экспериментов при более подробном разрешении, когда будет усилена нелинейная составляющая течения, позволит установить дополнительные механизмы, ответственные за этот процесс.

Сокращение площади арктического льда. Значительное сокращение площади арктического льда в последнее десятилетие, полученное в численном эксперименте (рис. 4), закономерно, поскольку в качестве модельного форсинга используются данные реанализа, отражающие процесс повышения температуры воздуха в полярных широтах Северного полушария. Три минимума — 2005, 2007 и 2012 гг., известные по данным наблюдений NSIDC [33], выделяются на фоне общего сокращения в период с 2000 по 2013 г. Для практических целей, кроме общего тренда, необходимо воспроизведение положения кромки льда. В тихоокеанском секторе летнее сокращение льда в 2007 г. (рис. 5, а) в значительной степени связывают с аномальной адвекцией тепла в Чукотское море [32]. С точки зрения авторов, влияние циркуляции вод (см. рис. 5, б) и вклад тепла, поступающего от тихоокеанских вод, заметны в поле скорости таяния

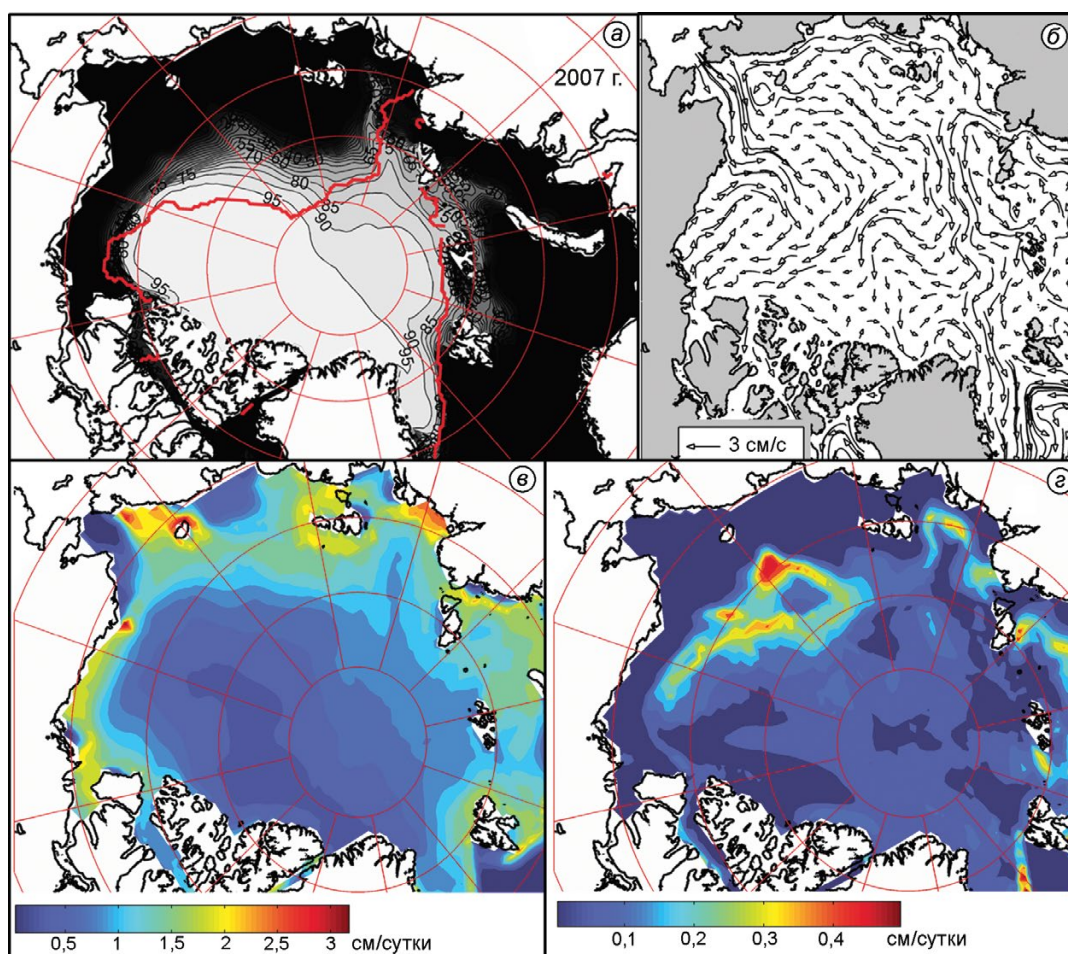


Рис. 5. Модельное состояние льда летом 2007 г.

Поле сплочённости льда в сентябре, %. Сплошная красная линия указывает наблюдавшееся положение границы ледяного поля, соответствующее 15%-й сплочённости, по данным NSIDC [12] (а); поле течений в поверхностном 150-метровом слое (б); скорость таяния льда на нижней поверхности в июле (в) и в сентябре (г)

Fig. 5. Model sea ice state in summer 2007.

September sea-ice concentration (in %). The red line shows observed position of sea ice edge (15% concentration) derived from NSIDC data [12] (a); averaged velocity in the upper 150 m layer (б); ice melting rate in July (в) and in September (г)

на нижней поверхности ледяного покрова. В модельных расчётах для июля 2007 г. (см. рис. 5, в) наибольшие скорости таяния нижней поверхности льда отмечаются в прибрежной области, особенно на шельфе Чукотского моря (около 3 см/сут.). Значения порядка 1,25–1,75 см/сут. характерны для области, прилегающей к Восточно-Сибирскому шельфу. Пространственное распределение изолиний соответствует антициклонической циркуляции вод поверхностного слоя (см. рис. 5, б), установившейся с середины первой декады 2000-х годов в Канадском бассейне. Освобождение ото льда тихоокеанского сектора Северного Ледовитого океана способствовало дополнительному нагреву этой части океана в

июле и августе и последующему переносу тепла океаническими течениями. Продолжение таяния льда в сентябре (см. рис. 5, г) в численном расчёте обусловлено только передачей тепла от океана в область морского льда.

Различия между рассчитанными и наблюдаемыми значениями положения кромки льда (см. рис. 5, а) определяются множеством причин, среди которых, несомненно, присутствуют недостатки параметризации потоков на границе атмосфера–лёд–океан и несовершенство численной модели льда. С нашей точки зрения, это также может быть обусловлено недостаточным учётом воздействия океанических течений на морской лёд. Возможно, недостаточный учёт

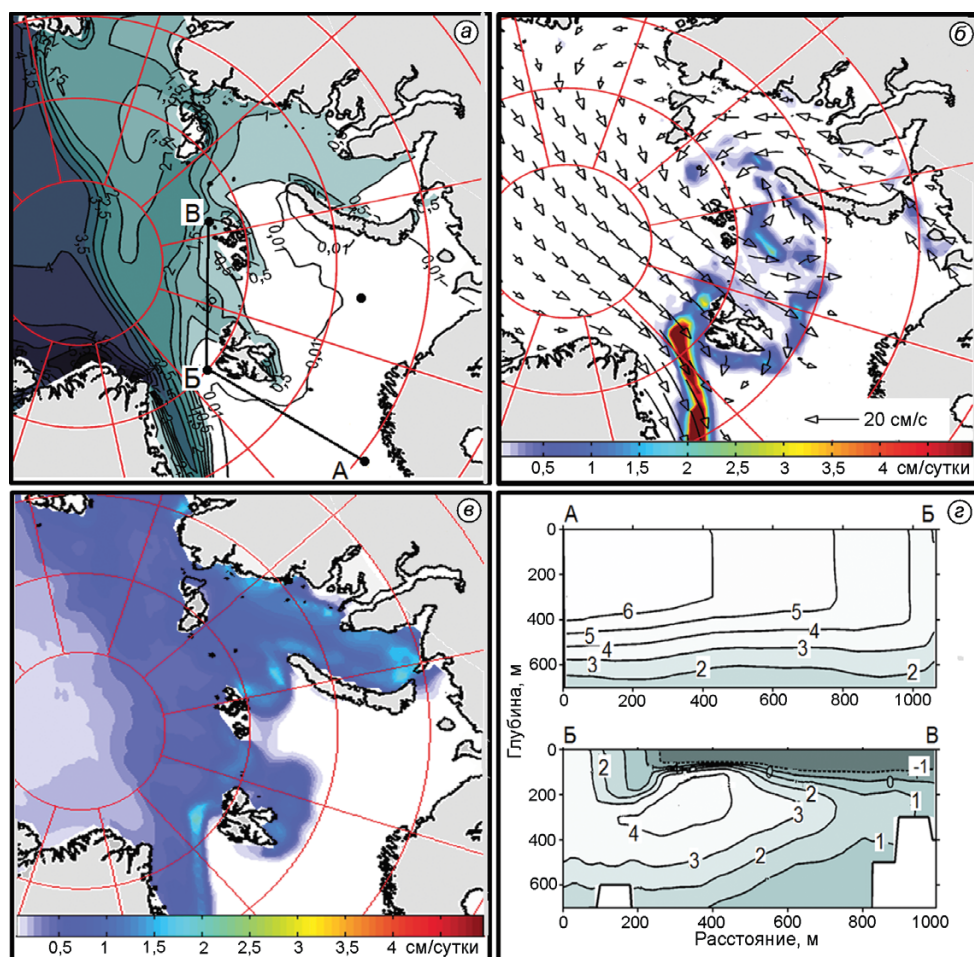


Рис. 6. Результат моделирования влияния атлантических вод на состояние ледяного покрова Северного Ледовитого океана.

Толщина льда (м) в феврале (а); поле дрейфа льда и скорость таяния льда на нижней поверхности в феврале (б) и в июле (в); распределение температуры на разрезе вдоль траектории Фрамовской ветви атлантических вод в феврале (г). Результат расчёта для 2006 г.

Fig. 6. Model result of the Atlantic water influence on the Arctic sea ice.

Ice thickness (m) in February 2006 (a), ice drift and ice melting in February (b) and in July (c); temperature at the transect along Fram Strait branch of Atlantic Water in February (d). Model results for 2006

вихревой составляющей в поле скорости течений тихоокеанских вод в численной модели на грубом разрешении привёл к тому, что положение кромки льда имеет верную тенденцию, но не совпадает с распределением, известным по данным наблюдений [12].

Передача тепла от атлантических вод в атмосферу и в область морского льда в модели наиболее отчётливо проявляется в Баренцевом и Норвежском морях, а также в восточной части Гренландского моря (рис. 6, а), где лёд отсутствует даже в зимний период. Влияние атлантических вод прослеживается к северу от Шпицбергена, где толщина льда в модельном расчёте меняется от 1

до 50 см, несмотря на то, что дрейф льда направлен на юг. Поле скорости таяния льда на нижней поверхности в зимний период устойчиво показывает ненулевые значения в этой области и на кромке льда в Гренландском море (см. рис. 6, б). В некоторые годы рассчитанная здесь скорость таяния льда на нижней поверхности ледяного покрова в зимний период больше, чем в летний (см. рис. 6, в). Также заметно сокращение толщины льда вдоль материкового склона Евразии, к северу от Баренцева моря (линия БВ на рис. 6, а). В этой области тёплые атлантические воды находятся ближе всего к поверхности, и процессы перемешивания способствуют вовлечению вод

и передаче тепла вышележащим слоям. На температурном разрезе (см. рис. 6, *з*) вдоль траектории Фрамовской ветви (см. рис. 6, *а*) вертикальное распределение изотерм подтверждает процесс интенсивного перемешивания в области к северу от Шпицбергена. Перенос тепла от ядра атлантических вод в вышележащий слой вдоль материкового склона Евразии подтверждается данными наблюдений и модельными расчётами [22]. На основе анализа данных наблюдений и результатов расчётов толщины однолетнего льда вклад теплового воздействия атлантических вод в сокращение средней толщины льда в западной части котловины Нансена в период с 2004 по 2008 г. оценивается в 20% [3, 17].

Заключение

В настоящей работе представлены результаты исследования Северного Ледовитого океана, проведённого на основе численной модели океана и морского льда, которая разработана в ИВМиМГ СО РАН с использованием данных реанализа атмосферы для периода с 1948 по 2013 г. Результаты численного эксперимента позволили установить, что изменчивость атмосферной циркуляции Арктики отражается не только на состоянии морского льда, приводя к существенному сокращению его летней площади в последние два десятилетия, но и на изменении течений подповерхностного и промежуточного слоёв Северного Ледовитого океана. В этих слоях происходит распространение тёплых тихоокеанских и атлантических вод, поступающих в Арктический бассейн. Полученная в модельном расчёте перестройка циркуляции тихоокеанских вод с циклонической (в 1990-х годах) на антициклоническую (в 2000-х годах), обусловленная изменчивостью атмосферной динамики, подтверждается данными наблюдений [4, 9]. Поскольку тихоокеанские воды распространяются в верхнем 150-метровом слое океана, влияние атмосферной циркуляции на их движение вполне закономерно.

Менее ожидаемо полученное в численном эксперименте изменение направления движения атлантических вод в Канадском бассейне. Если в 1990-е годы моделируется траектория циклонического направления вдоль материкового склона Евразии, то в 2000-е годы атлантические воды распространяются преимущественно в бас-

сейне Нансена, а в Канадский бассейн поступают в виде размытых потоков, движение которых более близко к антициклоническому. Поскольку гипотезы о распространении атлантических вод в 2000-е годы, построенные на основе численного моделирования и данных наблюдений [9, 18, 31], противоречивы, то и они, и полученный нами результат требуют дополнительной проверки на моделях с более подробным пространственным разрешением.

И тихоокеанские, и атлантические воды, представляя собой источник тепла для Арктического бассейна, влияют на состояние ледяного покрова. В численной модели воздействие этих водных масс на распределение и толщину льда проявляется и в приатлантическом, и в тихоокеанском секторах. В модельных полях выделяются области, где максимальная скорость таяния на нижней поверхности льда соответствует траектории распространения и тихоокеанских, и атлантических вод. Влияние тихоокеанских вод наиболее выражено летом 2007 г., когда произошло исчезновение льда в восточном секторе Северного Ледовитого океана. В приатлантическом секторе постоянное отсутствие льда в зимний период в Баренцевом море и в восточной части Гренландского моря обусловлено распространением тёплых атлантических вод. Влияние атлантических вод на толщину льда прослеживается к северу от Шпицбергена и вдоль материкового склона к северу от Баренцева моря, где процессы перемешивания способствуют передаче тепла вышележащим слоям. Результаты моделирования соответствуют выводам, полученным на основе анализа данных наблюдений [17, 22, 23, 32].

Благодарности. Авторы благодарны координаторам FAMOS за предоставление финансовой поддержки для поездки на совещания, а также рецензентам за сделанные замечания, способствовавшие улучшению работы.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (№ 13-05-00480, № 14-05-00730) и ИП СО РАН № 109, Минобрнауки России (ПНИЭР RFMEFI61014X0006). Исследование проводится в соответствии с темами, обсуждаемыми на ежегодных совещаниях программы FAMOS, финансируемой National Science Foundation Office of Polar Programs (PLR-1313614 и PLR-1203720).

Литература

1. Алексеев Г.В., Булатов Л.В., Захаров В.Ф., Иванов В.В. Тепловая экспансия атлантических вод в Арктическом бассейне // Метеорология и гидрология. 1998. № 7. С. 69–78.
2. Голубева Е.Н., Платов Г.А. Численное моделирование отклика Арктической системы океан–лед на вариации атмосферной циркуляции 1948–2007 гг. // Изв. РАН. Серия Физика атмосферы и океана. 2009. Т. 45. № 1. С. 145–160.
3. Иванов В.В., Алексеев В.А., Алексеева Т.А., Колдун Н., Репина И.А., Смирнов А.В. Арктический ледяной покров становится сезонным? // Исследования Земли из космоса. 2013. № 4. С. 50–65. doi:10.7868/S0205961413040076.
4. Махотин М.С. Распространение летних тихоокеанских вод в арктическом бассейне // Проблемы Арктики и Антарктики. 2010. № 3 (86). С. 89–96.
5. Никифоров Е.Г., Шнайхер А.О. Закономерности формирования крупномасштабных колебаний гидрологического режима Северного Ледовитого океана. Л.: Гидрометеиздат, 1980. 270 с.
6. Платов Г.А. Численное моделирование формирования глубинных вод Северного Ледовитого океана: Ч. II. Результаты региональных и глобальных расчетов // Изв. РАН. Серия Физика атмосферы и океана. 2011. Т. 47. № 3. С. 409–425.
7. Тимофеев В.Т. Водные массы Арктического бассейна. Л.: Гидрометеиздат, 1960. 191 с.
8. Яковлев Н.Г. Восстановление крупномасштабного состояния вод и морского льда Северного Ледовитого океана в 1948–2002 гг.: Ч. 2. Состояние ледового и снежного покрова // Изв. РАН. Серия Физика атмосферы и океана. 2009. Т. 45. № 4. С. 513–530.
9. Bitz C.M., Lipscomb W.H. An energy-conserving thermodynamic model of sea ice // Journ. of Geophys. Research. 1999. V. 104. P. 15669–15677.
10. Bourgain P., Gascard J.C. The Atlantic and summer Pacific waters variability in the Arctic Ocean from 1997 to 2008 // Geophys. Research Letters. 2012. V. 39. № 5. L05603. <http://dx.doi.org/10.1029/2012GL051045>.
11. Coachman L.K., Barnes C.A. The contribution of Bering Sea Water to the Arctic Ocean // Arctic. 1961. V. 14. № 3. P. 147–161.
12. Fetterer F., Knowles K., Meier W., Savoie M. 2002, updated daily. Sea Ice Index. Monthly Shapefiles. Boulder, Colorado USA: National Snow and Ice Data Center. <http://dx.doi.org/10.7265/N5QJ7F7W>.
13. Golubeva E.N., Platov G.A. On improving the simulation of Atlantic water circulation in the Arctic Ocean // Journ. of Geophys. Research. 2007. V. 112. doi:10.1029/2006JC003734.
14. Hibler W.D. A dynamic thermodynamic sea ice model // Journ. of Phys. Oceanography. 1979. V. 9. № 4. P. 815–846.
15. Hunke E.C., Dukowicz J.K. An elastic-viscous-plastic model for ice dynamics // Journ. of Phys. Oceanography. 1997. V. 27. № 9. P. 1849–1867.
16. Iakshina D.F., Golubeva E.N. Sensitivity study of the warm Atlantic layer to diffusion parameterization in the Arctic modeling // Bulletin of the Novosibirsk computing center. Ser. Numerical Modeling in Atmosphere, Ocean, and Environment Studies. 2014. Iss. 14. P. 1–15.
17. Ivanov V.V., Alexeev V.A., Repina I., Koldunov N.V., Smirnov A. Tracing Atlantic Water signature in the Arctic sea ice cover east of Svalbard // Advances in Meteorology. 2012. P. 1–11. doi:10.1155/2012/201818.
18. Karcher M., Smith J.N., Kauker F., Gerdes R., Smethie Jr. W. Recent changes in Arctic Ocean circulation revealed by 129-Iodine observations and modelling // Journ. of Geophys. Research. 2012. V. 117. C08007. doi:10.1029/2011JC007513.
19. Kinney P., Arhelger M.E., Burrell D.C. Chemical Characteristics of Water Masses in the Amerasian Basin of the Arctic Ocean // Journ. of Geophys. Research. 1970. V. 75. P. 4097–4104.
20. Kwok R., Cunningham G.F., Wensnahan M., Rigor I., Zwally H.J., Yi D. Thinning and volume loss of the Arctic Ocean sea ice cover: 2003–2008 // Journ. of Geophys. Research. 2009. V. 114. C07005. doi:10.1029/2009JC005312.
21. Lipscomb W.H., Hunke E.C. Modeling Sea ice transport using Incremental remapping // Monthly Weather Review. 2004. V. 132. № 6. P. 1341–1354.
22. Polyakov I.V., Timokhov L.A., Alexeev V.A., Bacon S., Dmitrenko I.A., Fortier L., Frolov I.E., Gascard J.C., Hansen E., Ivanov V.V., Laxon S., Mauritzen C., Perovich D., Shimada K., Simmons H.L., Sokolov V.T., Steele M., Toole J. Arctic Ocean warming contributes to reduced polar ice cap // Journ. of Physical Oceanography. 2010. V. 40. P. 2743–2756. doi:10.1175/2010JPO4339.1.
23. Polyakov I.V., Walsh J.E., Kwok R. Recent changes of Arctic multiyear sea ice coverage and the likely causes // Bull. American Meteorol. Society. 2012. V. 93. P. 145–151. <http://dx.doi.org/10.1175/BAMS-D-11-00070.1>.
24. Proshutinsky A.Y., Johnson M. Two circulation regimes of the wind-driven Arctic Ocean // Journ. of Geophys. Research. 1997. V. 102. P. 12493–12504.
25. Proshutinsky A., Johnson M. Arctic Ocean Oscillation Index (AOO): interannual and decadal changes of the Arctic climate // Geophys. Research Abstracts. 2011. V. 13. EGU2011-7850, 2011, EGU General Assembly 2011, Vienna, Austria.
26. Rudels B., Jones E.P., Anderson L.G., Kattner G. On the intermediate depth water of the Arctic Ocean // The

- Polar Oceans and their role in the shaping the global environment / Eds: O.M. Johannessen, R.D. Muench, J.E. Overland. The Nansen centennial volume Geophysical Monograph 85. American Geophys. Union, Washington DC, USA, 1994. P. 33–46.
27. Rudels B., Schauer U., Björk G., Korhonen M., Pisarev S., Rabe B., Wisotzki A. Observations of water masses and circulation with focus on the Eurasian Basin of the Arctic Ocean from the 1990s to the late 2000s // *Ocean Science*. 2013. V. 9. P. 147–169. doi:10.5194/os-9-147-2013.
 28. Steele M., Morley R., Ermold W. PHC: A global hydrography with a high quality Arctic Ocean // *Journ. of Climate*. 2000. V. 14. P. 2079–2087.
 29. Swift J.H., Aagaard K., Timokhov L., Nikifirov E.G. Long-term variability of Arctic Ocean waters: Evidence from a reanalysis of the EEWG data set // *Journ. of Geophys. Research*. 2005. V. 110. doi:10.1029/2004JC002312.
 30. Völösmarty C.J., Fekete B., Tucker B.A. River Discharge Database. Version 1.1 (RivDIS v1.0 supplement). University of New Hampshire, Durham NH (USA). 1998.
 31. Woodgate R.A., Weingartner T., Lindsay R. The 2007 Bering Strait oceanic heat flux and anomalous Arctic sea-ice retreat // *Geophys. Research Letters*. 2010. V. 37. P. 1–5. doi:10.1029/2009GL041621.
 32. Zhong W., Zhao J. Deepening of the Atlantic Water Core in the Canada Basin in 2003–11 // *Journ. of Physical Oceanography*. 2014. V. 44. P. 2353–2369. <http://dx.doi.org/10.1175/JPO-D-13-084.1>.
 33. <http://nsidc.org/arcticseaicenews/2014/09/>. NSIDC: Arctic sea ice reaches minimum extent for 2014. Arctic Sea Ice News and Analysis. National Snow and Ice Data Center (NSIDC), Boulder, CO. 2014.
 34. <http://data1.gfdl.noaa.gov/nomads/forms/mom4/COREv2.html>. Version 2 forcing for coordinated ocean-ice reference experiments (core).
 35. http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/precip/CW-link/daily_ao_index/teleconnections.shtml. AAO, NAO, PNA & AO.

Summary

Noticeable shortening of minimal summer area of the sea ice in the Arctic Ocean is a certain indicator of ongoing climate changes. The atmosphere is believed to play a crucial role in this process, while the role of the ocean is considered to be less impor-

tant. However, the temperature of the Atlantic and Pacific waters entering the region increased during the past two decades. It makes to draw a special attention to the condition of the water masses and water circulation in the Arctic Ocean since this may be an additional mechanism of the heat exchange within the climate system.

A regional North Atlantic – Arctic Ocean numerical model enhanced by the atmosphere reanalysis data for 1948–2013 is used for investigation the Arctic Ocean sea ice and water variability. Simulation results reveal significant reduction of the summer Arctic sea ice extent during the last two decades with local minima in 2005, 2007 and 2012, which is in agreement with observations. However, position of sea ice boundaries reproduced by the model deviates from the observational data. One of the main reasons for that could be the circulation of the Atlantic and Pacific water (AW and PW) masses entering the Arctic Ocean, which are not sufficiently simulated by the numerical model. These water masses are important heat sources in the Arctic Basin, providing an additional mechanism of the heat exchange in the Arctic «atmosphere–ice–ocean» system and, as a consequence, influence on the compactness and thickness of the sea ice.

The simulation results made possible to reveal that variability of the atmosphere dynamics influences not only on the sea ice, but it also exerts a certain effect on the PW and AW trajectories. Change in the direction of AW and PW circulation is the most typical for the Canadian Basin. The areas, where the maximal melting rate at the ice lower boundary corresponds to the trajectories of the PW and AW, have been identified. The influence of PW is most pronounced in the summer of 2007, when the ice in the Eastern sector of the Arctic Ocean disappeared. In the Atlantic region of the Arctic Ocean, the flow of warm AW causes a permanent absence of ice in winter in the Barents Sea and in the Eastern part of the Greenland Sea. The effect of AW on the Arctic sea ice may be followed to the North of the Spitsbergen and along the continental slope north of the Barents Sea, where the mixing processes cause warming of overlying layers and thinning of the ice.

Подземные льды и наледи

УДК 551.328; 551.345

doi:10.15356/2076-6734-2015-2-93-102

Погребённые и внутригрунтовые пластовые льды на западном побережье Байдарацкой губы Карского моря

© 2015 г. Н.Г. Белова

Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова
nataliya-belova@ya.ru

Buried and Massive Ground Ice on the West Coast of Baidaratskaya Bay in the Kara Sea

N.G. Belova

Lomonosov Moscow State University

Статья принята к печати 16 февраля 2015 г.

Арктические низменности, Западная Сибирь, многолетнемёрзлые породы, неоплейстоцен, палеогеография, пластовые льды, стабильные изотопы воды. Arctic lowlands, massive ground ice, Neo-Pleistocene, paleogeography, perennially frozen rock, stable water isotopes, West Siberia.

На основе данных о строении, условиях залегания и изотопном составе пластовых льдов на западном побережье Байдарацкой губы установлено, что даже залегающие в одном разрезе пластовые залежи могут относиться к разным генетическим типам. Выделены две группы пластовых льдов: 1) мощные (> 3 м) залежи погребённого базального ледникового льда; 2) небольшие залежи (< 3 м), сформировавшиеся как внутри грунта, так и при погребении небольших первично-поверхностных ледяных тел. Песчаная толща, вмещающая пластовые льды обеих групп, начала формироваться до захоронения ледникового льда. В результате наступания и последующей деградации ледника, спускавшегося, вероятно, с хр. Пай-Хой или с Полярного Урала, его нижние части были законсервированы в мёрзлой толще.

Using data on the structure, conditions of occurrence (bedding), and the isotope composition of massive ice beds on the West coast of Baydaratskaya Bay it was established that the massive ice beds even occurring in the same outcrop may be related to different genetic types. There are two groups of the massive ice: 1) the «upper» thick (> 3 m) massive ice beds composed by buried basal glacier ice; and 2) the «lower» small ice beds (< 3 m), formed both intra-sedimentally and as a result of burial of initially surface ice bodies. Sand thickness which included both groups of the massive ice started its formation before the glacial ice burial. As a result of advancing and later degradation of the glacier, probably moving from the Pay-Khoy ridge or from the Polar Ural, its lower (basal) parts were preserved within the permafrost thickness.

Введение

В статье мы принимаем, что к пластовым льдам относятся ледяные тела в форме пластов мощностью более 1 м [10, 24]. Таким образом, пластовый лёд — термин морфологический и большинство исследователей признают различные механизмы его формирования как в неодиановых геологических условиях, так и в одном разрезе [2–4, 10, 13, 18, 19]. При этом одни и те же залежи интерпретируются разными авторами как первично-поверхностные или как изначально внутригрунтовые. Исследователи пластовых льдов Канадской Арктики считают, что пластовые залежи в основном внутригрунтовые, хотя часть из них представляет собой фрагменты базального ледникового льда [18, 19, 24]. А источником влаги для образования внутригрунтовых залежей выступают талые ледниковые воды, поступавшие под гидростатическим давлением к кровле аградирующей мерзлоты вблизи края от-

ступающего покровного ледника [27]. Мнения же об условиях формирования пластовых льдов Российской Арктики расходятся гораздо сильнее.

Постановка проблемы. Именно по арктическим низменностям Западной Сибири существуют наибольшие разногласия по проблеме генезиса пластовых льдов. Дискуссионен сам вопрос происхождения вмещающих льды новейших отложений региона, поэтому обоснование того или иного механизма формирования пластовых льдов послужило бы аргументом в пользу одной из геологических концепций. Концепции эти можно разделить на ледниковые [2, 5, 6, 8, 14, 17, 28 и др.] и неледниковые [3, 7, 15 и др.]. Нет единого представления не только о генезисе конкретных толщ, но и о стратиграфии и корреляции разрезов из разных частей региона. Настоящая статья посвящена вопросу происхождения толщ с пластовыми льдами в районе устья р. Оюяха на западном побережье Байдарацкой губы (рис. 1), ответ на который позволил



Рис. 1. Район исследований
Fig. 1. Study area

бы определить палеогеографическую ситуацию во время формирования пластовых льдов.

Методика исследований

Более чем полувековое изучение пластовых льдов ещё не позволило разработать универсальный метод, с помощью которого можно однозначно определить генезис конкретной залежи. Для установления происхождения пластовых льдов исследователи используют комплекс методов [19, 22, 23], который был применён и в данном исследовании при характеристике пластов льда и вмещающих отложений. Сбор полевого материала проведён автором на западном побережье Байдарацкой губы в 2005–2007 и 2012 гг. В районе устья р. Оюяха обследовано 30 км берега между островами Торасовэй и Левдиев. Отложения изучались в расчистках, контакты осадочных тел прослеживались вдоль берегового уступа.

Всего описано и опробовано восемь опорных обнажений пластовых льдов. Проанализирован их изотопный состав (^{18}O и D ; 59 образцов, масс-спектрометр Delta-S (DIFE)); исследован химический состав водной вытяжки из вмещающих льды отложений (пять образцов); в полевых условиях в поляризованном свете охарактеризована кристаллическая структура льда (66 образцов); получены радиоуглеродные датировки вмещающих пластовых льды отложений (использовались жидко-сцинтилляционный α/β спектрометр-радиометр Quantulus 1220,

PerkinElmer, Финляндия (образцы с индексом ИГАН проанализированы в Институте географии РАН) и сцинтилляционный β -спектрометр (образцы с индексом ГИН проанализированы в Геологическом институте РАН); определён состав пылицы и спор во льду (три образца [3]). Анализ химического состава пластовых и иных типов льдов и природных вод дан в работе [1] (пластовые льды – ультрапресные, среди катионов преобладают Na^{2+} и Ca^{2+}).

Результаты исследований

Состав и строение отложений, вмещающих пластовые льды. В районе устья р. Оюяха вдоль берега Байдарацкой губы простирается увалистая равнина высотой 25–45 м. В прибрежной полосе она снижается до 15–20 м и содержит многочисленные термокарстовые котловины (хасыреи). Основание многих разрезов сложено глинистой толщей с обломочным материалом, которую Ф.А. Романенко с соавторами [12] соотносят с «карским диамиктоном» В.Н. Гатауллиной [5]. Её неровная кровля, часто уходящая под урез моря, со стратиграфическим несогласием перекрывается сложно построенной песчаной толщей мощностью до 28 м, вмещающей пластовые льды (рис. 2, таблица). Для толщи получено четыре датировки: от 22,5 до 49,6 тыс. ^{14}C л.н. [1]. Гранулометрический состав осадков, чередование гравийно-песчаных и суглинистых прослоев, состав диатомовых водорослей, спорово-пыльцевые спектры, а также результаты химического анализа водной вытяжки указывают на формирование толщи в условиях перигляциальной озёрно-аллювиальной равнины [12, 13].

Условия залегания пластовых льдов и криолитологическое строение вмещающих отложений. Пластовые льды приурочены к самым высоким и наименее изменённым термокарстом участкам поверхности. Зафиксированная мощность пластов – до 6–7 м, протяжённость – до 100 м. Они вскрываются на абсолютных высотах 0–15 м, вероятно, спускаясь ниже уровня моря. На основе различий в мощности, строении и изотопном составе льда залежи были разделены на две группы: более мощные «верхние» пластовые льды (рис. 3) залегают на высотах 9–15 м, «нижние» занимают от 0 до 9 м, иногда встречаясь на высоте до 13,5 м. В большей части разрезов встречается лёд

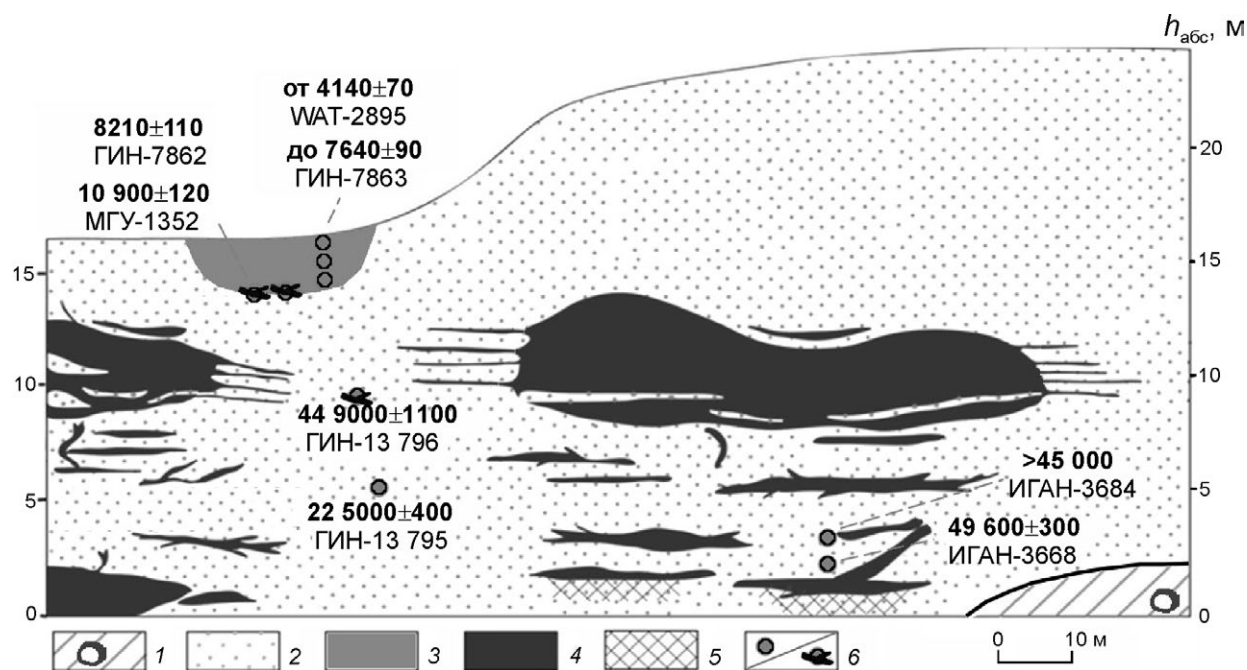


Рис. 2. Схема строения береговых уступов в районе устья р. Оюяха:

1 — глины с включениями валунов; 2 — пески с галечно-гравийными прослоями, галечники; 3 — торф; 4 — лёд; 5 — ледогрунт; 6 — радиоуглеродные датировки (по торфу и детриту/по древесине [1, 13])

Fig. 2. Cross-section of the outcrops in the Oyuyakha mouth area:

1 — clays with boulders; 2 — sands with gravel-cobble interbeds; 3 — peat; 4 — ice; 5 — icy sediments; 6 — ^{14}C dates (by peat and detrit/ by wood [1, 13])

одной из групп, и только в одном обнажении отмечены оба типа залежей. Верхние пластовые льды имеют несогласный с вмещающими отложениями верхний контакт и подстилаются мёрзлой толщей с ледогрунтовыми жилами; у нижних пластовых льдов несогласий не отмечается. Более детально условия залегания и характеристики пластовых льдов приведены в таблице.

Строение льда. Строение пластовых залежей описывалось с помощью терминов фаций льда, применяемых при изучении базального ледникового льда [20]. Под фацией льда понимается составная часть ледяного тела, литологические или структурные характеристики которой позволяют отделить её от остальных составных частей массива льда [20]. Хотя термин относится ко всем характеристикам льда, на практике фации льда выделяются по их внешним признакам, преимущественно по расположению и концентрации грунтовых включений, а также, в меньшей степени, по концентрации и/или размеру воздушных пузырьков [20].

В изученных нами пластовых льдах выделено три основных фации льда: слоистый, пу-

зырчатый и стекловидный. Верхние пластовые льды сложены преимущественно фацией слоистого льда (рис. 4), которая по строению аналогична слоистым фациям базального льда современных ледников [25 и др.]. Именно в этих пластах зафиксированы складчатые и сдвиговые деформации льда. Нижние льды представлены двумя подгруппами льдов — слоистыми и стекловидными. Преобладают слоистые залежи (см. таблицу), причём слоистость во льду повторяет изгибы кровли пласта. У подножия берегового уступа обнаружены залежи, полностью сложенные чистым стекловидным льдом.

Изотопный состав льда. Проанализированы изотопные данные образцов 1990, 1991 и 1993 гг. [9, 13], а также собственные материалы 2006 и 2007 г. В 1990, 1991 и 1993 гг. отбирались образцы только из нижних льдов у подножия берегового уступа; в 2006 г. впервые был исследован изотопный состав мощных верхних пластовых льдов. По результатам анализа образцов 2006–2007 гг., выполненного в лаборатории Института полярных и морских исследований им. А. Вегенера, Потсдам (д-р Х. Мейер),

Состав и строение двух групп пластовых льдов и вмещающих их отложений, условия залегания пластовых льдов в районе устья р. Оюяха

«Верхние» пластовые льды	«Нижние» пластовые льды
<i>Состав и строение вмещающих отложений</i> Льды залегают в песчаной толще, сложенной мелко-, тонкозернистыми и пылеватыми песками, обогащёнными растительным детритом или оторфованными. Слоистость песков косая, наклонная и волнистая; к пачкам с косой или волнистой слоистостью приурочены прослои окатанного каменного угля галечной размерности. Часты прослои супесей и суглинков; переходы между литологическими разностями постепенны. Толща содержит обломки и створки морских моллюсков, кости и бивни мамонтов [12]. Песчаная толща практически не засолена — содержание легкорастворимых солей варьирует от 30–450 мг/л в песках до 3,8 г/л в глинах [1, 9]. В спектре анионов в песках преобладают SO_4^{2-} и HCO_3^-, в глинах — Cl^-; в катионном составе — Ca^{2+}, Na^+ и K^+.	
<i>Датирование вмещающих отложений</i> Из ненарушенных термокарстом отложений песчаной толщи получено четыре радиоуглеродные датировки от 22,5 до 49,6 тыс. ^{14}C л.н. [1]. Из перекрывающих толщу озёрных и торфяно-болотных отложений получена серия датировок от 10,9 до 4,1 тыс. ^{14}C л.н. [13].	
<i>Криогенное строение вмещающих отложений</i> Основная особенность толщи — наличие пластовых льдов. Песчаная толща характеризуется массивной криогенной текстурой. Под «верхними» льдами (до $h_{\text{абс}} = 15$ м) залегают отдельные ледяные линзы и прослои мощностью 10–40 см и протяжённостью несколько метров, сложенные чистым льдом с редкими грунтовыми прослойками. Такие же линзы мощностью ~0,3 м местами залегают непосредственно над кровлей «верхних» льдов. Под двумя из изученных «верхних» залежей в 0,3 м от нижнего контакта вскрыты ледогрунтовые жилы высотой до 1,5 м, часто косые и наклонные. Стенки жил — ледяные, средняя часть заполнена слоистым суглинистым материалом из вышележащих горизонтов. Нижние 0,5 м одной из жил шириной около 20 см полностью сложены льдом. В строении жил нет следов повторного растрескивания. В отдельных обнажениях к кровле «нижних» льдов прилегают ледогрунтовые жилы длиной до 1 м; вмещающие их отложения несут следы криотурбации.	
<i>Условия залегания пластовых льдов</i> Залегают в интервале высот 9–15 м; мощность пластов 3–6 м. Верхние и нижние границы чёткие. Слоистость пластов хорошо сечётся верхним контактом — имеет место стратиграфическое несогласие. Перекрывающие отложения на контакте со льдом имеют косую или горизонтальную слоистость, местами чёткую косую слоистость; в перекрывающих отложениях нет следов постседиментационных деформаций.	Вскрываются на абсолютных высотах 0–13,5 м; мощность до 3 м. Встречено две подгруппы залежей: слоистые и стекловидные. Слоистые залежи, залегающие согласно с вмещающими отложениями, составляют основную часть пластовых льдов «нижней» группы. Стекловидные пластовые льды, видимой мощностью до 2,5 м, вскрываются только у подножия берегового уступа (до $h_{\text{абс}} = 4$ м).
<i>Строение льда</i> Залежи имеют субгоризонтальную слоистость за счёт грунтовых включений: от крупных прослоев (мощностью до 0,3 м) до уровня фаций (мощностью от долей миллиметра до первых сантиметров). Местами слои смяты в пологие складки с размахом крыльев 1,5 м. Слоистость рассечена прослоями льда, наклонёнными под углом от 90 до 30° к основной слоистости. Встречаются сложные Z-образные складки, образованные по залеченным плоскостям скола, сходные с ледниковыми. Преобладает фация слоистого льда, в нижних частях крупных залежей — субфация мутного льда, равномерно насыщенного грунтовыми включениями. Слоистый лёд преимущественно среднекристаллический. Медианный диаметр кристаллов 0,5–1 см; в скоплениях грунтовых взвесей — меньше 1 мм, а в секущих слоистость прослоях стекловидного льда — до 10–25 см. Встречается фация чистого пузырчатого льда, отличающегося большим количеством воздушных включений округлой формы диаметром от долей миллиметра до 0,3–0,5 мм; медианный диаметр кристаллов 0,3–1 см. Имеются отдельные включения грунтовых взвесей, редко — маломощные прослои грунта.	
<i>Изотопный состав льда (‰ относительно SMOW; по образцам, отобраным в 2006–2007 гг.)</i> $\delta^{18}\text{O}$: от –21,8 до –15,0 ‰, среднее –18,4 ‰ (по 44 образцам); δD: от –164 до –121 ‰, среднее –14 ‰ (по 43 образцам).	
Слоистые залежи сложены преимущественно фацией слоистого льда, представленного чередованием мутных за счёт грунтовых взвесей, прозрачных и грунтовых (песчаных) прослоев мощностью от миллиметра до первых сантиметров; лёд мелко- и среднекристаллический. Слоистость в целом параллельна направлению простирания пласта, складчатые и разрывные деформации слоистости отсутствуют. Отличительная особенность «нижних» слоистых льдов — наличие фации прозрачного пузырчатого льда с удлинёнными воздушными пузырьками, ориентированными перпендикулярно слоистости и местами отходящими от грунтовых прослоев во льду. Медианный диаметр кристаллов 0,5–1 см. Типичная для «верхних» пластовых льдов фация чистого пузырчатого льда отсутствует. Залежи стекловидного льда резко отличаются от прочих пластовых льдов. Они целиком сложены прозрачным «хрустальным» льдом, практически лишённым каких-либо включений. Медианный диаметр кристаллов составляет 0,5–1,5 см (Т.В. Амплеева, архив НИЛГЭС).	
$\delta^{18}\text{O}$: от –25,2 до –16,2 ‰, среднее –21,6 ‰ (по 15 образцам); δD: от –192 до –121 ‰, среднее –163 ‰ (по 14 образцам).	

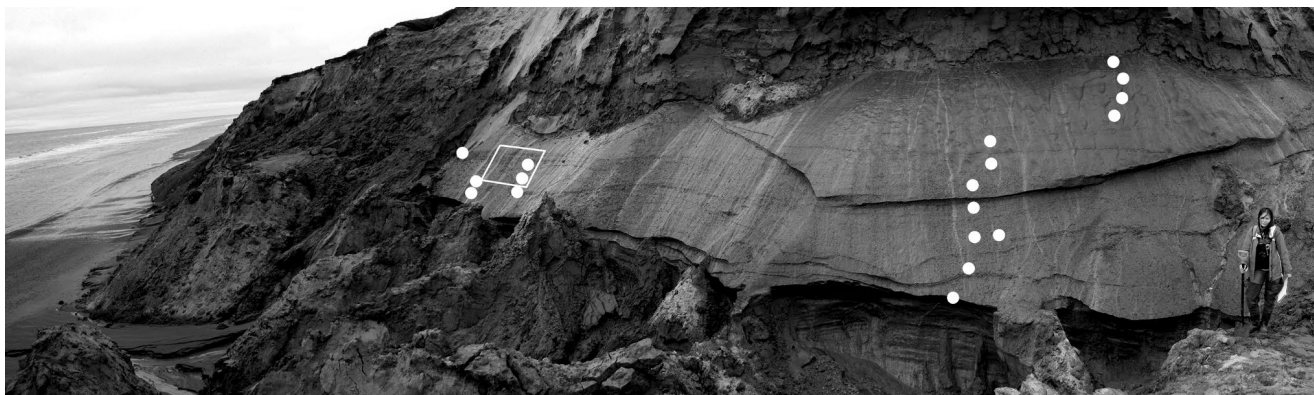


Рис. 3. «Верхний» пластовый лёд мощностью до 3,5 м в 4,5 км к востоку от устья р. Оюяха. Отмечены места отбора образцов на изотопные исследования; рамкой показано положение рис. 4, б
Fig. 3. «Upper» massive ice bed up to 3.5 m thick, 4.5 km east of Oyuyacha River mouth. Sampling sites for isotopic analysis are marked by white dots; frame shows the location of Fig. 4, б

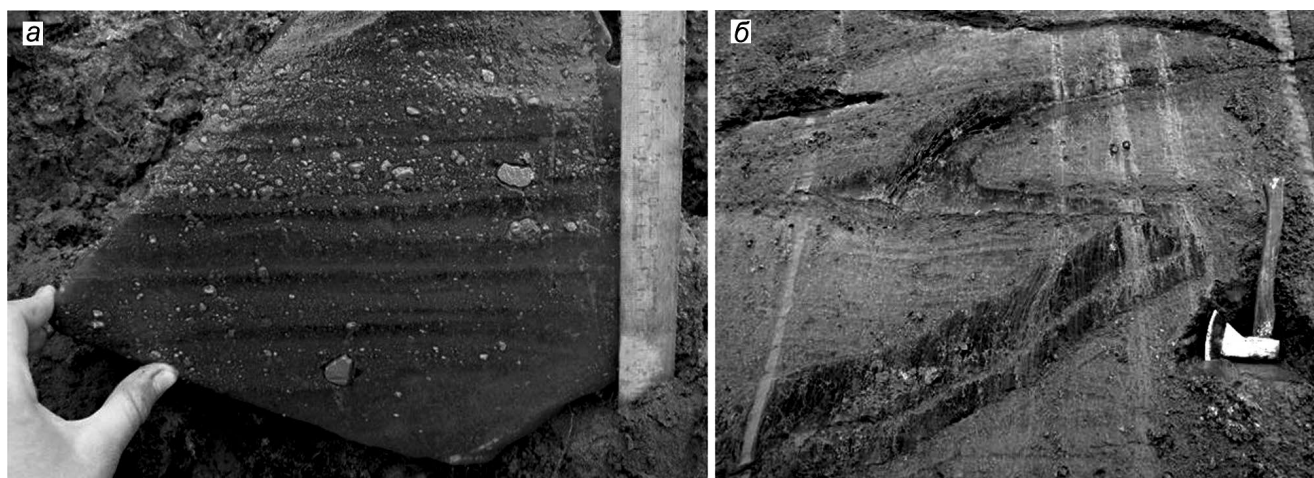


Рис. 4. Слоистый лёд «верхних» пластов характеризуется параллельной слоистостью с включениями глинистых окатышей (а) и наличием следов сдвиговых деформаций (б)
Fig. 4. Stratified ice of the «upper» level of massive ice is characterized by planar lamination with inclusions of clay balls (a) and shear strain features (б)

значения $\delta^{18}\text{O}$ в двух обнажениях верхних пластовых льдов составили в среднем $-18,8\text{‰}$ и $-18,3\text{‰}$ (по 10 и 34 образцам соответственно), а в двух обнажениях нижних льдов $-21,7\text{‰}$ и $-21,5\text{‰}$ (по девяти и шести образцам соответственно). Лёд верхних пластов по изотопному составу тяжелее, чем лёд нижних пластов в среднем на $3,2\text{‰}$ по кислороду и 23‰ по дейтерию (рис. 5, см. также таблицу). Разброс значений $\delta^{18}\text{O}$ значителен, обычно колебания состава одной залежи находятся в пределах $5\text{--}6\text{‰}$. Рассчитано соотношение между δD и $\delta^{18}\text{O}$: $\delta\text{D} = 7,49\delta^{18}\text{O} - 2,21$. В крупной залежи льда мощностью 3,5 м (см. рис. 3) наблюдается неко-

торое утяжеление изотопного состава к верхней части залежи (см. рис. 5, а). Между значениями δD и дейтериевым эксцессом d_{exc} нет заметной связи (коэффициент корреляции $0,18$ – см. рис. 5, б). В залежах двух групп закономерности соотношения стабильных изотопов воды близки друг к другу (рис. 6).

Палиноспектры во льду. Состав пыльцы и спор в верхнем пластовом льду определён в конце 2011 г. А.К. Васильчук [3]. Доминируют типично тундровые компоненты – пыльца карликовой берёзки и осок, споры зелёных мхов, но практически отсутствует дальнезаносная пыльца древесных пород.

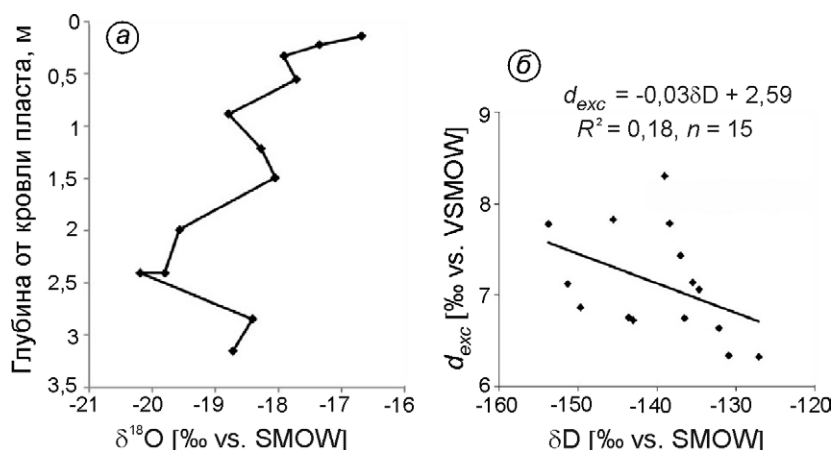


Рис. 5. Состав стабильных изотопов воды в залежи «верхнего» пластового льда в 4,5 км к востоку от устья р. Оюяха:

a – вертикальный профиль изменения $\delta^{18}\text{O}$; *b* – соотношение δD - d_{exc} . SMOW – стандарт средней океанической воды

Fig. 5. Stable water isotopes content in «upper» massive ice, 4,5 km to the east of the mouth of the Oyuyakha River:

a – vertical profile of $\delta^{18}\text{O}$ variations; *b* – δD - d_{exc} relation. SMOW – Standard Mean Oceanic Water

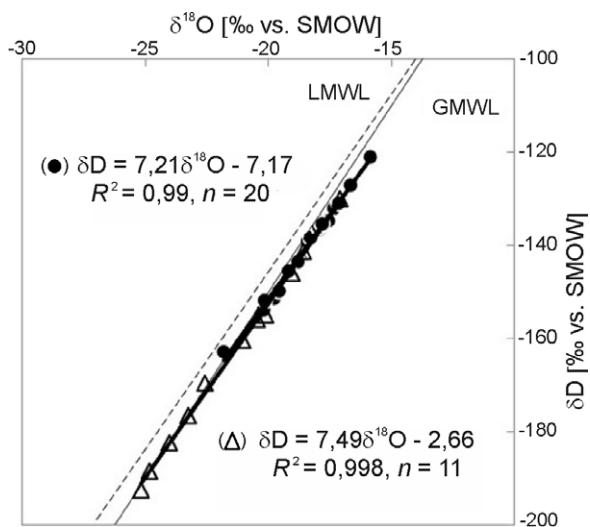


Рис. 6. Соотношение $\delta^{18}\text{O}$ и δD в «верхних» (●) и «нижних» (Δ) пластовых льдах.

GMWL = глобальная линия метеорных вод ($\delta\text{D} = 8\delta^{18}\text{O} + 10$); LMWL = локальная линия метеорных вод для Амдермы ($\delta\text{D} = 7,62\delta^{18}\text{O} + 6,86$ [22], см. рис. 1)

Fig. 6. $\delta^{18}\text{O}$ - δD diagram of «upper» (●) and «lower» (Δ) massive ice levels.

GMWL = global meteoric water line ($\delta\text{D} = 8\delta^{18}\text{O} + 10$); LMWL = local meteoric water line for Amderma ($\delta\text{D} = 7,62\delta^{18}\text{O} + 6,86$ [22], see Fig. 1)

Обсуждение результатов

Вмещающая пластовые льды толща континентальных отложений формировалась в результате поступления с Полярного Урала аллювиально-пролювиальных и отчасти водно-ледниковых

осадков. Многочисленные фациальные переходы в песчано-гравийно-галечниковых толщах обусловлены аллювиальной переработкой в пределах озёрно-аллювиальной равнины. Линзы и прослои галечников могут отражать этапы активизации эрозии в прилегающей части Полярного Урала, сопровождавшиеся образованием гравийно-галечных шлейфов. Вероятно, в результате активизации сноса материала и русловых переформирований были периоды достаточно быстрого накопления отложений, когда возникали условия для погребения и консервации ледяных тел. Инверсионное положение дат 22,5 и 44,9 тыс. ^{14}C л.н. мы объясняем тем, что верхняя датировка получена по переотложенному материалу – окатанным обломкам древесины. На противоположном берегу Байдарацкой губы, в устье р. Яраяха (см. рис. 1), датирована песчано-суглинистая толща, аналогичная вмещающей изученные льды. Пять датировок находятся в интервале от 19 до 30 тыс. л.н. [6, 13]. Предположительно, толщи на обоих берегах губы сформировались в каргинско-сартанское время.

Залегание пластовых льдов в толще континентальных отложений отличает их от других хорошо изученных в регионе разрезов с пластовыми льдами – урочища Шпиндлер [10] и района полярной станции Марре-Сале [5, 15], где льды вскрыты в засоленных толщах. Судя по радиоуглеродным датировкам вмещающих отложений, изученные льды – одни из наиболее молодых в регионе.

«Верхние» пластовые льды. Условия залегания мощных залежей верхних пластовых льдов указывают на их погребение. Во-первых, верхний контакт залежей — эрозионный, с угловым несогласием срезающий слоистость во льду. Контакт первичный, несогласие не связано с протаиванием и повторным промерзанием после формирования толщи, так как в перекрывающих озёрно-аллювиальных отложениях нет нарушений изначальной потоковой слоистости. В.И. Соломатин [14] считает несогласный верхний контакт пластовых льдов с перекрывающими отложениями одним из главных признаков погребённой природы залежей вместе с дислоцированным строением льда. Кроме того, наличие непосредственно под верхними пластовыми льдами ледогрунтовых жил показывает, что подстилающая часть песчаной толщи уже промёрзла к моменту формирования залежей. Концентрическое расположение воздушных пузырьков в нижней части описанной жилы (см. таблицу) со скоплением воздушных включений в средней части свидетельствует о замерзании воды от стенок к центру. Вероятно, после формирования широкой морозобойной трещины сначала её заполнили талые воды, а потом уже — грунтовый материал. Таким образом, вышележащие пластовые льды формировались над мёрзлыми отложениями. Это исключает возможность подтягивания воды снизу, например при промерзании талика; именно погребённый генезис данных льдов наиболее вероятен.

Верхние пластовые льды можно отнести к ледниковому льду на основании двух характеристик: сложного строения залежей с лежащими складками и сдвиговыми деформациями; сходства текстуры с базальным льдом ледников. Дж. Мертон с соавторами [25] при изучении материалов по Канадской Арктике также считали признаками захороненного базального ледникового льда сходство фаций и групп фаций в пластовых льдах и базальных горизонтах современных ледников, а также несогласный эрозионный верхний контакт пластовых льдов.

В холодных ледниках мощность горизонта базального льда может достигать нескольких десятков метров в отличие от тёплых ледников, где температура на ложе близка к точке таяния льда [21]. Верхние пластовые льды могут быть остатками придонной части холодного ледника, под которым сохранились мёрзлые породы, сформировавшиеся до наступания ледника.

Отсутствие связи между δD и d_{exc} в мощных залежах пластовых льдов (см. рис. 5, б) показывает, что формировались они не в результате замерзания единого объёма жидкой воды. Как отмечает Д. Ласелль [22], во многих исследованиях параметр d_{exc} используется для определения происхождения подземных льдов. Однако его величина не даёт достаточной информации о генезисе льда, так как зависит от условий промерзания. Целесообразнее рассматривать взаимосвязь между δD и d_{exc} . Отсутствие её означает атмосферное происхождение влаги, а отрицательная взаимосвязь указывает на промерзание единого объёма воды [22]. Значительные колебания изотопного состава в крупных залежах (5–6 ‰ по $\delta^{18}O$ в пределах одной залежи) и отсутствие чёткого вертикального тренда изменения содержания изотопов ^{18}O и D также отрицают промерзание единого объёма воды.

Заметное сходство изотопного состава наблюдается для верхних пластовых льдов и льдов современных полярных ледниковых куполов. 461-метровый керн из ледника Вавилова (о. Октябрьской Революции, Северная Земля), сформировавшийся, вероятно, в течение всего голоцена, характеризуется вариациями изотопного состава в чистом льду $\delta^{18}O = -17 \div -22$ ‰ со средними величинами около -20 ‰ [11]. В куполе Академии Наук (о. Комсомолец, Северная Земля) среднегодовые значения $\delta^{18}O$ за последние 115 лет изменялись от $-16,6$ до $-24,6$ ‰ (с разбросом $7,9$ ‰), составив в среднем $-20,2$ ‰ [26]. Таким образом, разброс значений $\delta^{18}O$ в верхних залежах схож с таковым в современных арктических ледниковых куполах — среднее значение $\delta^{18}O$ тяжелее лишь на 2 ‰ (см. таблицу). В момент формирования пластовых льдов средние зимние температуры в районе исследований, определяющие изотопный состав снега, были близки к современным на островах Российской Арктики. Базальный ледниковый лёд отличается по изотопному составу от атмосферного и может быть частично обогащён тяжёлыми изотопами в результате таяния и повторного замерзания части льда [21]. Однако маловероятно, что мощные залежи представляют собой остатки базального льда именно покровного ледника, так как их изотопный состав сравнительно тяжёлый. Верхние пластовые льды могут быть остатками базального льда выводных ледников с центром на Пай-Хое или Полярном Урале.

Сходные выводы о средних зимних температурах в момент формирования пластовых льдов можно сделать при сравнении изотопного состава пластовых льдов и современных снежников. Изотопный состав пластовых льдов обеих групп у устья р. Оюяха легче, чем в современных снежниках на Полярном Урале ($\delta^{18}\text{O} = -17 \div -11 \text{‰}$), но тяжелее по сравнению со снежниками на островах Канадской Арктики ($\delta^{18}\text{O} = -42 \div -19 \text{‰}$; $-33 \div -24 \text{‰}$) [4]. Климатические условия при образовании и захоронении многолетних снежников, образовавших часть нижних пластовых льдов, были холоднее современных, но не были столь суровы как сейчас в Канадском Арктическом архипелаге.

Традиционно коэффициент между $\delta^{18}\text{O}$ и δD меньше шести указывал на формирование льда при замерзании жидкой воды. Однако недавние исследования [22] показали, что и коэффициент меньше 7,3 также может быть при замерзании воды в равновесных условиях. Учитывая, что данный коэффициент для локальных линий метеорных вод в Арктике варьирует между 5,9 и 8,0, составляя в среднем 7,3, использовать его для разделения внутригрунтовых и первично-поверхностных льдов трудно. Схожесть закономерностей соотношения $\delta^{18}\text{O}$ и δD в залежах из двух групп (коэффициенты 7,49 и 7,21, см. рис. 6) позволяет предположить единый источник влаги у пластовых льдов, что не исключает разного механизма образования залежей. Крупные залежи сформировались как базальный ледниковый лёд с участием не только метаморфизма, но и сегрегационного промерзания подледниковых вод. Более мелкие залежи возникли по внутригрунтовому механизму; возможно и погребение первично-поверхностных тел. Главные аргументы в пользу погребённого генезиса мощных залежей — их строение и условия залегания.

Ю.К. Васильчук [3] отмечает, что пилообразное распределение изотопного состава и значительные вариации $\delta^{18}\text{O}$ в пределах одной залежи указывают на сегрегационный процесс в условиях закрытой системы, проходивший при меняющейся мощности промерзающего талика, что приводило к неоднородному, но очень существенному изотопному фракционированию. Однако сегрегационное промерзание не объясняет такие особенности строения мощных залежей льда, как наличие складок и сдвиговых на-

рушений. Похожие характеристики изотопного состава отмечаются и в базальном ледниковом льду. К тому же, при значительных вариациях в значении $\delta^{18}\text{O}$ по вертикали, пилообразного распределения изотопного состава в изученных льдах не встречено — график Ю.К. Васильчука [3] основывается на сводных данных по разным залежам, изученным в разные годы.

Типично тундровый состав палиноспектров, по мнению А.К. Васильчук, свидетельствует о внутригрунтовом механизме формирования льда [3]. Однако результаты исследований ледяных кернов современных ледников Канадской Арктики и Гренландии показали общее доминирование в палиноспектрах пыльцы местной растительности при большом количестве дальнезасносной пыльцы [16]. Тот факт, что экзотическая пыльца древесных пород практически отсутствует в исследованных образцах, также не противоречит ледниковому происхождению льда. Причина, вероятно, в сравнительно небольшом объёме проб из пластовых льдов (порядка 0,5 л). Так, при палинологическом исследовании керна ледника Вавилова (Северная Земля) средний объём профильтрованного материала составил 22 л, при этом в некоторых образцах дальнезасносная пыльца почти отсутствовала [16].

«Нижние» пластовые льды. Нижние пластовые льды — это генетически разнородная группа. Насыщенные грунтовыми включениями, слоистые нижние пластовые льды, вероятно, относятся к внутригрутовым. На это указывают: 1) согласное залегание во вмещающих отложениях, прежде всего согласный неэрозионный верхний контакт льда; 2) строение залежей: преобладает слоистый лёд без фации чистого пузырчатого льда, но с удлинёнными, расположенными перпендикулярно слоистости воздушными пузырьками, складчатые и разрывные деформации слоистости отсутствуют. Столбчатые воздушные пузырьки могли сформироваться при внутригрунтовом промерзании и указывают на направление фронта промерзания.

Стекловидные льды имеют иной механизм формирования. Наличие ледогрунтовых жил и криотурбированного горизонта мощностью 1 м над залежами стекловидного льда показывает, что когда-то пласт льда находился всего в метре от дневной поверхности. Это исключает инъекционный механизм формирования стекловидных

льдов, так как инъекция привела бы к пучению и деформации вышележащей маломощной пачки песчаных отложений. Исключительная чистота льда заставляет предположить первично-поверхностное происхождение залежей при погребении снежников, наледного или озёрного льда.

Стратиграфически более низкое положение нижних льдов указывает, что их формирование началось раньше, чем верхних пластовых льдов, и продолжалось одновременно с погребением мощных пластовых залежей, так как местами они залегают на одних высотах.

Выводы

Основываясь на данных о строении, условиях залегания и изотопном составе пластовых льдов, на западном побережье Байдарацкой губы выделено несколько групп пластовых залежей и установлено их происхождение. Наиболее крупные залежи пластовых льдов западного побережья Байдарацкой губы сформировались в результате погребения базального ледникового льда. Меньшие по размерам залежи имеют преимущественно внутригрунтовое происхождение. Маломощные залежи стекловидного льда могли сформироваться при погребении первично-поверхностных ледяных тел — снежников и озёрных льдов. Пластовые льды разного происхождения залегают не только в одной толще, но и в одном разрезе. Погребённый ледниковый лёд стратиграфически находится выше или на одном уровне с пластовыми льдами прочих типов. Ещё до захоронения базального ледникового льда в районе исследований начала быстро формироваться песчаная толща и возникли благоприятные условия для захоронения небольших ледяных тел, а в быстро промерзающих отложениях формировались ледяные линзы и жилы. После кратковременного наступания выводного ледника с Пай-Хоя или Полярного Урала при последующей его деградации происходило образование мёртвых льдов, были захоронены и законсервированы в мёрзлой толще преимущественно нижние, базальные части ледника.

Благодарности. Автор благодарит Ф.А. Романенко за знакомство с рукописью и ценные замечания.

Работа выполнена при поддержке РФФИ, гранты № 12-05-31442 мол_а, 14-05-00408а и 14-05-00930а.

Литература

1. Белова Н.Г. Пластовые льды юго-западного побережья Карского моря. М.: МАКС-Пресс, 2014. 180 с.
2. Большаков Д.Ю., Николаев В.И., Сосновский А.В. Новый взгляд на палеогеографию севера Западной Сибири в сартанское время // МГИ. 2007. Вып. 102. С. 107–114.
3. Васильчук Ю.К. Изотопные методы в географии: Ч. 2. Геохимия стабильных изотопов пластовых льдов. Т. 1. М.: Изд-во МГУ, 2012. 472 с.
4. Васильчук Ю.К., Васильчук А.К. Изотопные методы в географии: Ч. 1. Геохимия стабильных изотопов природных льдов. М.: Изд-во МГУ, 2011. 228 с.
5. Гатауллин В.Н. Пластовые льды западного побережья полуострова Ямал: строение, состав и происхождение // МГИ. 1992. Вып. 75. С. 50–57.
6. Гатауллин В., Форман С. Стратиграфия верхнечетвертичных отложений Западного Ямала — ключ к палеогеографическим реконструкциям последнего оледенения Карского региона // Проблемы криологии Земли. Тез. докл. междунар. конф. Пушкино, 1997. С. 246–249.
7. Герман Е.В., Кисляков В.Н., Рейнин И.В. Геология и геоморфология п-ва Ямал — нового района, перспективного для поисков нефти и газа // Геология и нефтегазоносность севера Западной Сибири. Тр. ВНИГРИ. 1963. Вып. 225. С. 311–329.
8. Каплянская Ф.А., Тарноградский В.Д. Реликтовые глетчерные льды на севере Западной Сибири и их роль в строении районов плейстоценового оледенения криолитозоны // Докл. АН СССР. 1976. Т. 231. № 5. С. 1185–1187.
9. Коняхин М.А., Амплеева Т.В., Николаев В.И. Находка пластовых льдов в позднеплейстоценовых отложениях уральского побережья Байдарацкой губы // МГИ. 1991. Вып. 72. С. 227–228.
10. Лейбман М.О., Васильев А.А., Рогов В.В., Ингольфссон О. Исследование пластового льда Югорского полуострова кристаллографическими методами // Криосфера Земли. 2000. Т. IV. № 2. С. 31–40.
11. Николаев В.И., Большаков Д.Ю., Жузель Ж., Клементьев О.Л., Стьювенард М., Сушез Р., Флеок К. Изотопные исследования керн мореносодержащего льда ледника Вавилова на Северной Земле // МГИ. 1996. Вып. 80. С. 31–37.
12. Романенко Ф.А., Воскресенский К.С., Тарасов П.Е., Андреев А.А., Николаев В.И., Сулержицкий Л.Д. Особенности формирования рельефа и рыхлых отложений западного Ямала и побережья Байдарацкой губы (Карское море) // Проблемы общей и прикладной геоэкологии Севера. М.: Изд-во МГУ, 2001. С. 41–68.
13. Романенко Ф.А., Белова Н.Г., Николаев В.И., Олюнина О.С. Особенности строения рыхлых отложе-

- ний Югорского побережья Байдарацкой губы Карского моря // Фундаментальные проблемы квартера: итоги изучения и основные направления дальнейших исследований: Материалы V Всерос. совещ. по изучению четвертичного периода. М.: ГЕОС, 2007. С. 348–351.
14. Соломатин В.И. Физика и география подземного оледенения. Новосибирск: Академическое изд-во «Гео», 2013. 346 с.
 15. Стрелецкая И.Д., Каневский М.З., Васильев А.А. Пластовые льды в дислоцированных четвертичных отложениях Западного Ямала // Криосфера Земли. 2006. Т. X. № 2. С. 68–78.
 16. Andreev A.A., Nikolaev V.I., Bolshiyanov D.Y., Petrov V.N. Polen and isotope investigations of an ice core from Vavilov ice cap, October revolution Island, Severnaya Zemlya Archipelago, Russia // *Geographie Physique et Quaternaire*. 1997. V. 51. № 3. P. 379–389.
 17. Astakhov V.I., Nazarov D.V. Correlation of Upper Pleistocene sediments in northern West Siberia // *Quaternary Science Reviews*. 2010. V. 29. P. 3615–3629.
 18. French H.M., Harry D.G. Observations on buried glacier ice and massive segregated ice, western Arctic coast, Canada // *Permafrost and Periglacial Processes*. 1990. V. 1. P. 31–43.
 19. Fritz M., Wetterich S., Meyer H., Schirrmeister L., Lantuit H., Pollard W.H. Origin and characteristics of massive ground ice on Herschel Island (Western Canadian Arctic) as revealed by stable water isotope and hydrochemical signatures // *Permafrost and Periglacial Processes*. 2011. V. 22. P. 26–38.
 20. Hubbard B., Cook S., Coulsonet H. Basal ice facies: a review and unifying approach // *Quaternary Science Reviews*. 2009. V. 28. P. 1956–1969.
 21. Knight P.G. The basal ice layer of glaciers and ice sheets // *Quaternary Science Reviews*. 1997. V. 16. № 9. P. 975–993.
 22. Lacelle D. On $\delta^{18}\text{O}$, δD and D-excess relations in meteoric precipitation and during equilibrium freezing: theoretical approach and field examples // *Permafrost and Periglacial Processes*. 2011. V. 22. P. 13–25.
 23. Lacelle D., Lauriol B., Clark I.D., Cardyn R., Zdanowicz Ch. Nature and origin of a Pleistocene-age massive ground-ice body exposed in the Chapman Lake moraine complex, central Yukon Territory, Canada // *Quaternary Research*. 2007. V. 68. P. 249–260.
 24. Mackay J.R. The origin of massive icy beds in permafrost, western Arctic, Canada // *Canadian Journal of Earth Sciences*. 1971. V. 8. P. 397–422.
 25. Murton J.B., Whiteman C.A., Waller R.I., Pollard W.H., Clark I.D., Dallimore S.R. Basal ice facies and supraglacial melt-out till of the Laurentide Ice Sheet, Tuktoyaktuk Coastlands, western Arctic Canada // *Quaternary Science Reviews*. 2005. V. 24. P. 681–708.
 26. Opel T., Fritzsche D., Meyer H., Schütt R., Weiler K., Ruth U., Wilhelms F., Fischer H. 115 year ice-core data from Akademii Nauk ice cap, Severnaya Zemlya: high-resolution record of Eurasian Arctic climate change // *Journ. of Glaciology*. 2009. V. 55. № 189. P. 21–31.
 27. Rampton V.N. Origin of massive ground ice on Tuktoyaktuk peninsula, Northwest Territories, Canada: a review of stratigraphic and geomorphic evidence // *Proc. of the 5th Intern. Conf. on Permafrost*. Trondheim, Norway, 1988. P. 850–855.
 28. Svendsen J.I., Alexanderson H., Astakhov V.I., Demidov I., Dowdeswell J.A., Funder S., Gataullin V., Henriksen M., Hjort C., Houmark-Nielsen M., Hubberten H.W., Ingólfsson Ó., Jakobsson M., Kjær K.H., Larsen E., Lokrantz H., Lunka J.P., Lysa A., Mangerud J., Matiouchkov A., Murray A., Möller P., Niessen F., Nikolskaya O., Polyak L., Saarnisto M., Siegert C., Siegert M.J., Spielhagen R.F., Stein R. Late Quaternary ice sheet history of Northern Eurasia // *Quaternary Science Reviews*. 2004. V. 23. № 11–13. P. 1229–1271.

Summary

The article is devoted to determination of origin of the massive ice beds at the Western coast of Baydaratskaya Bay of the Kara Sea. For this purpose the massive ice beds themselves were investigated (including structure, mode of occurrence, chemical and isotope composition, and composition of pollen and spores) together with the host sediments. Based on these data it was determined that massive ice beds even occurring in same outcrop may be related to different genetic types. Two groups of the massive ice were isolated: 1) the «upper» thick (> 3 m) massive ice beds composed by buried basal glacier ice, which are characterized by erosional upper contact, structural deformations, and the ice facies similar to those in the basal ice of present-day glaciers, and 2) the «lower» small ice beds (< 3 m), heterogeneous in structure and formed by both the intra-sedimental way and as a result of burial of initially surface ice bodies. The sand thickness encompassing both groups of the massive ice is not salted and has the continental origin; its formation started before the glacial ice burial. During this time there were favorable conditions for preservation of small icy bodies. Ice lenses and wedges were formed within rapidly freezing sediments. Then, as a result of advancing and following degradation of the glacier (its center was situated either on the Pay-Khoy ridge or in the Polar Ural), its basal parts were preserved within the permafrost thickness.

Палеогляциология

УДК 551.324

doi:10.15356/2076-6734-2015-2-103-122

Современное прочтение истории ледниковых циклов плейстоцена

© 2015 г. В.М. Котляков¹, Д.М. Сонечкин²¹Институт географии РАН, Москва; ²Институт океанологии имени П.П. Ширшова РАН, Москва
dsonech@ocean.ru

A modern interpretation of the history of the Pleistocene glacial cycles

V.M. Kotlyakov¹, D.M. Sonechkin²¹Institute of Geography, Russian Academy of Sciences, Moscow; ²Shirshov Oceanology Institute, Russian Academy of Sciences, Moscow

Статья принята к печати 25 февраля 2015 г.

*Ледниковые циклы плейстоцена, теория Миланковича, теория нелинейных динамических систем, странный нехаотический аттрактор.
Milankovitch theory, Pleistocene glacial cycles, strange nonchaotic attractor, theory of the nonlinear dynamical systems.*

Гляциологические описания Гренландии и Антарктиды — одни из наиболее выдающихся событий в географических исследованиях Земли XX в. Эти описания показали, что покровные оледенения, следы которых обнаружены в Европе и Северной Америке ещё в первой половине XIX в., возникали и исчезали в плейстоцене многократно и при этом были синхронными с разрастаниями и сокращениями Антарктического ледникового щита. Последующие анализы донных океанических отложений подтвердили факт синхронности и позволили установить, что по продолжительности (порядка 100 тыс. лет) плейстоценовые ледниковые циклы были существенно больше примерно 40-тысячелетних чередований потеплений и похолоданий климата в предшествующем плиоцене. В данной статье с помощью вейвлетного анализа и методами теории нелинейных динамических систем сравниваются структуры плейстоценовых и плиоценовых циклических вариаций климата и устанавливаются механизмы, ответственные за их возбуждение и эволюцию.

The glaciological description of Greenland and Antarctica were among the most outstanding events in the geographical investigations of the Earth, made in the 20th century. They have shown that glaciations, traces of which were found in Europe and North America in the first half of the 19th century, waxed and waned during the Pleistocene repeatedly and were synchronous with the expansions and reductions of the Antarctic ice sheet. Further analyses of the sea-bed sediments confirmed the fact of such synchronicity, and revealed that the durations of the Pleistocene glacial cycles (on the order of one hundred thousand years) were significantly longer than approximately forty thousand years alternations of the warm and cold climate conditions during the preceding Pliocene. In this paper, using wavelets, and methods of the theory of the nonlinear dynamical systems, patterns of the Pleistocene's and Pliocene's cyclic variations of climate are compared with each other, to understand the mechanisms which can be responsible for their excitation and evolution.

Сокращение и аббревиатуры

До нашего времени — до н.вр.

КВП — комплексное вейвлетное преобразование.

ОВП — обратное вейвлетное преобразование.

СНА — странный нехаотический аттрактор.

СХА — странный хаотический аттрактор.

Введение

В своих пионерных исследованиях Л. Агасис [23] и его последователи ещё в первой половине XIX в. пришли к заключению, что в течение последних десятков и сотен тысяч лет в Европе и Северной Америке существовали обширные покровные оледенения, которые то разрастались, то сокращались. С тех пор представление о присутствии в плейстоцене длительных ледниковых периодов стало общепринятым. Во

второй половине XIX в. Дж. Кролль [27] предположил, что наличию этих ледниковых периодов способствовали очень холодные зимы, случавшиеся при длительных снижениях приходящей к приполярным областям Земли солнечной радиации. Такие уменьшения происходили на определённых фазах квазипериодических изменений эксцентриситета земной орбиты и наклона оси вращения Земли к плоскости эклиптики. В начале XX в. М. Миланкович [14] предложил альтернативное объяснение: покровные оледенения разрастались, когда зимы были мягкими и снежными, а летние периоды — прохладными. Он произвёл расчёт вариаций инсоляции на 65° с.ш., которую посчитал наиболее индикативной для характеристики сезонов там, где возникали покровные оледенения, и сопоставил эти расчёты с имевшимися фактическими данными об оледенениях в Европе и Северной Америке.

Разрастания ледников оказались одновременными с рассчитанными уменьшениями инсоляции.

История открытия покровных оледенений в Северном полушарии и становления орбитальной теории Миланковича популярно изложена в переведённой на русский язык книге Д. Имбри и К.П. Имбри [11]. Д. Имбри — математик по образованию — был привлечён известными американскими палеоклиматологами Н.Дж. Шеклтоном и Дж.Д. Хейсом [35] для объяснения механизма отклика климатической системы на вариации инсоляции. В последующем расчёты инсоляции для временных интервалов в несколько десятков миллионов лет в прошлом и ожидаемых в будущем делали многие учёные. Один из первых таких расчётов, который долгое время считался наиболее точным, был выполнен советскими астрономами Ш.Г. Шараф и Н.А. Будниковой [20–22] по инициативе А.С. Монины, который, среди многих других проблем геофизики, интересовался происхождением плейстоценовых ледниковых циклов [15]. Заметим, что первая зарубежная сводка основных периодичностей, свойственных элементам земной орбиты (прецессии, наклонению и эксцентриситету), на основе которой потом делались расчёты вариаций инсоляции в геологическом масштабе времени, была опубликована бельгийским геофизиком А. Берже [24] только через девять лет после публикаций Шараф и Будниковой. В публикации Берже работа советских астрономов была упомянута, но мельком, как нечто малосущественное, а в последующих зарубежных публикациях упоминание вообще исчезло (см., например, [25]).

Отметим, что в публикации [24] имеется опечатка: длительность одного из главных периодов эксцентриситета в 2035441 год указана как 2305441. Насколько нам известно, сам Берже указал на эту опечатку в одном из малоизвестных бельгийских изданий, но никогда не упоминал о ней в своих многочисленных англоязычных статьях. Никто из многих зарубежных палеоклиматологов, ссылавшихся на работу Берже, так и не узнал об этой опечатке. Например, она воспроизведена в широко известной работе [32].

Подробный обзор всех имеющихся к настоящему времени расчётов инсоляции в геологическом масштабе времени недавно опубликован в интернете В.М. Федоровым [19]. Как современ-

ное продолжение работ по исследованию связей между инсоляцией и климатом упомянем статьи И.И. Смульского [17] и П. Хайберса [36]. В первой из них сформулирован ряд критических замечаний к ранее опубликованным инсоляционным расчётам и их использованию при объяснении природы ледниковых циклов. Из второй статьи следует, что основная периодичность инсоляции, если интересоваться её «эффективными» суммами за тёплое полугодие, способствующими таянию ледников, — это та, которая связана с главным 41-тысячелетним циклом наклонения. Ранее же (после работы Миланковича) считалось, что основная — та периодичность инсоляции, которая связана с 19–23-тысячелетними циклами прецессии. Работа Хайберса существенно поспособствовала решению одной из важнейших проблем орбитальной теории Миланковича: почему разрастания и отступления ледников происходили в обоих полушариях синхронно? В целом можно констатировать, что вопрос о характере инсоляционных воздействий на глобальную климатическую систему к настоящему времени изучен довольно хорошо.

Миланкович в своих исследованиях ледниковых циклов опирался почти исключительно на геоморфологические признаки распространения покровных оледенений на территории Европы и Северной Америки в период позднего плейстоцена, т.е. за 200–400 тыс. лет до нашего времени (далее: до н.вр.). Однако во второй половине XX в. палеоклиматологи получили в своё распоряжение совершенно новые данные о ледниковых циклах не только в Северном, но и в Южном полушариях Земли. Эти данные были основаны на специально разработанных геохимических анализах различных косвенных палеоклиматических индикаторов, в частности содержания изотопов кислорода в ледниковых кернах и в останках морских организмов, законсервированных в донных отложениях океанов и морей. Важнейшую роль в получении этих данных сыграли гляциологические исследования современных ледниковых щитов Гренландии (а также Земли Франца-Иосифа, Шпицбергена и др.) и особенно Антарктиды [12, 13, 28, 31, 41, 52]. Чуть позднее огромный вклад внесли данные бурения донных отложений океанов, полученные в рамках Международной программы ODP (Ocean Drilling Programme).

К концу XX в. палеоклиматологи имели довольно чёткую картину того, когда и как происходили разрастания и сокращения покровных оледенений в Северном и Южном полушариях Земли. Был установлен ряд важнейших факторов.

1. Чередование относительно холодных и относительно тёплых климатических условий происходило не только в течение последних 200–400 тыс. лет, но и в раннем плейстоцене и даже во всём плиоцене, т.е. оно охватывало временной интервал, по крайней мере, последних 5–6 млн лет.

2. Это чередование было синхронным в Северном и Южном полушариях.

3. Циклы относительно холодного, а затем тёплого климата в плиоцене имели периоды около 40 тыс. лет, а в плейстоцене — порядка 100 тыс. лет. Амплитуды плейстоценовых циклов были существенно больше плиоценовых, особенно у самых недавних четырёх циклов. При этом переход от плиоценовых циклов к плейстоценовым, обычно называемый среднеплейстоценовым переходом (the Mid-Pleistocene transition), был довольно резким.

4. Четыре самых недавних ледниковых цикла имели характерную пилообразную форму, т.е. похолодание у них происходило медленно и неравномерно, а потепление наступало скачкообразно.

5. Климат в плиоцене был в целом теплее, чем в плейстоцене, поскольку в течение последних нескольких миллионов лет имел место общий тренд похолодания.

6. В энергетических спектрах палеоклиматических индексов, характеризующих ледниковые циклы, имеются те же самые пики спектральной плотности, что и в спектрах характеристик земной орбиты (прецессии, наклона и эксцентриситета). Исключение составляет только самый мощный пик в спектре наклона на периоде около 412 тыс. лет, который до сих пор не обнаружен в палеоклиматических рядах и спектрах.

Ранние объяснения ледниковых циклов плейстоцена

Аддитивные модели отклика климатической системы на вариации инсоляции. Огромный объём фактических данных о временной ритмичности и структурных особенностях ледниковых циклов плейстоцена, накопленный ко вто-

рой половине XX в., потребовал осмысления и создания математических моделей, способных объяснить и воспроизвести факты, перечисленные выше. Первой была крайне простая модель Н. Кальдера [26]:

$$\frac{dV(t)}{dt} = -k(i(t) - i_0). \quad (1)$$

В (1) $V(t)$ — объём льда в глобальной климатической системе в момент времени t ; $i(t)$ — инсоляция в тот же момент времени; i_0 — некоторая искусственно подбираемая константа, критическая для разрастания или сокращения ледниковых щитов. Коэффициент $k = k_m$, если $i > i_0$ и $k = k_a$, если $i \leq i_0$; причём $k_m > k_a$ служит для описания приспособления климатической системы к меняющейся инсоляции. Наложено также ограничение, что величина $V(t)$ может варьировать только от нуля (Земля без ледников) до единицы (Земля, полностью покрытая льдом). Таким образом, модель (1) является кусочно-линейной и квазипериодическое внешнее воздействие на динамику оледенения рассматривается как аддитивная внешняя сила, реакция на которую различна на стадиях разрастания и сокращения ледниковых щитов.

Подобрав числовые значения для вышеупомянутых параметров модели, Кальдер смог построить временной ряд с 33 циклами изменений $V(t)$ для интервала последних 800 тыс. лет до н.в. Это число циклов — такое же, как в построенных к тому времени палеоклиматических рядах, относящихся к тому же временному интервалу. Были также правильно смоделированы моменты наступления всех девяти терминаций (переходов от ледникового климата к межледниковьям). Кроме того, энергетический спектр модельного ряда имел главные пики на периодах около 41, 23 и 19 тыс. лет, что хорошо соответствовало пикам в энергетическом спектре реального изотопного ряда. Правда, имелось одно несоответствие: в модельном спектре пик на периоде около 100 тыс. лет был гораздо более слабым, чем в спектрах реальных палеоклиматических рядов. Кальдеру не удалось воспроизвести пилообразную форму реальных ледниковых циклов, ибо все 33 модельных цикла имели один и тот же размах колебаний $V(t)$ (грубо говоря, от нуля до единицы), поэтому в общем модельный и реальный ряды оказались совершенно не

похожи друг на друга. Казалось бы, эта непохожесть означает полный неуспех работы Кальдера. Однако многие из моделей ледниковых циклов, предложенных позже, не были успешны даже в том, чего удалось достигнуть Кальдеру. Поэтому главным упрёком к его модели остаётся то, что она, как говорят математики, структурно неустойчива, а именно: даже очень малые отклонения от подобранных Кальдером значений параметров (i_0 , k_m , k_a) приводят при интегрировании уравнения (1) к сильно различающимся и совершенно нереалистическим решениям. Какие же значения параметров правильны, решить невозможно.

С целью добиться структурной устойчивости Дж. и Дж. Ц. Имбри [38] привели кусочно-линейную аддитивную модель к виду

$$\frac{dV(t)}{dt} = -k(V(t) - i(t)). \quad (2)$$

Здесь роль порогового значения инсоляции, переключающего процесс от накопления к таянию льда и обратно, играет разность $V(t) - i(t)$. Эта новая модель отчасти позволила воспроизвести пилообразную форму двух самых недавних ледниковых циклов и общее число ледниковых циклов за 800 тыс. лет. Энергетический спектр модельного ряда воспроизвёл пик на периоде 100 тыс. лет лучше, чем спектр модели Кальдера. Однако общая форма модельного ряда по-прежнему осталась непохожей на форму реального ряда. Особенно плохо были воспроизведены переходы к межледниковьям в середине рассматривавшегося интервала времени. Кроме того, самый главный пик модельного энергетического спектра оказался на периоде в 400 тыс. лет, чего нет ни в реальности, ни даже в модели Кальдера.

В последующем многие палеоклиматологи пытались получить более реалистические решения с моделями типа (1) и (2), добавляя в их правые части случайный шум, который имитирует воздействия на «медленную» динамику ледниковых циклов более высокочастотных климатических процессов. Оправданием для этого служило, в частности, то, что вклад всех известных спектральных пиков в общую изменчивость палеоклиматических рядов кажется небольшим по сравнению с вкладом непрерывного основания палеоклиматических спектров, которое форми-

руется главным образом высокочастотными климатическими процессами (см., например, [65]).

Среди разновидностей аддитивных моделей были те, которые предполагали, что климатическая система имеет два разных стационарных состояния: одно соответствует ледниковому климату, другое — межледниковью. Примеры такого рода моделей описаны, например, в [45, 50]. В данных моделях предполагалось, что каждое из стационарных состояний устойчиво. Это означает, что все состояния, отличающиеся от какого-то стационарного состояния не очень сильно со временем меняются таким образом, чтобы приблизиться к этому состоянию. Однако область фазового пространства, к которой принадлежат все такие нестационарные состояния, ограничена некоторой окрестностью рассматриваемого стационарного состояния. Все же нестационарные состояния, не принадлежащие к этой области, стремятся со временем к другому стационарному состоянию. Предполагалось, что граница между областями притяжения обоих стационарных состояний меняется со временем в зависимости от величины инсоляционного воздействия. Случайный шум в правых частях подобных моделей имитировал высокочастотные климатические процессы. Этот шум приводил к случайным «перескокам» текущего состояния климатической системы между областями притяжения обоих стационарных состояний, что и вызывало чередование ледниковий и межледниковий. Явление такого «перескока» было названо стохастическим резонансом [63].

Все модели подобного рода можно отнести к типу моделей так называемого броуновского движения, известного в статистической физике. Свойство структурной неустойчивости, т.е. чувствительной зависимости броуновского движения от параметров моделей, служит их необходимым специфическим свойством. Именно это свойство позволяет воспроизвести «случайность» броуновского движения отдельных мелких частиц в «жидкости», состоящей из множества таких частиц. Но это же свойство оказывается непреодолимым препятствием, если цель состоит в предсказании будущего поведения моделируемой системы. Поэтому использовать модели типа броуновского движения в задачах, где предсказание будущего поведения рассматриваемой динамической системы — конечная цель, не следует.

Мультипликативные модели отклика климатической системы на вариации инсоляции. Более тщательное рассмотрение особенностей эволюции ледниковых циклов по палеоклиматическим рядам привело к мультипликативным моделям ледниковых циклов. Среди них привлекла внимание тщательной математической проработкой модель Дж. Райеля. Вычисляя энергетический спектр палеоклиматических колебаний за последний миллион лет с помощью скользящего «окна» шириной 350 тыс. лет, Райель обнаружил (см. [54, 57]), что главный пик спектральной плотности палеоклиматических колебаний сначала (во время самого недавнего ледникового цикла) приходился на период около 120 тыс. лет, затем он смещался на период около 80 тыс., возвращался к 120 тыс. и, наконец, смещался на период в 80 тыс. лет примерно за 800 тыс. лет до н.вр. Взятые в целом, эти смещения выглядели как синусоида с периодом порядка 400 тыс. лет, что соответствует самой мощной периодичности эксцентриситета земной орбиты (413 тыс. лет). Далее (в ещё более отдалённом прошлом) картина смещений положения пика спектральной плотности по масштабам становилась очень нечёткой, если не отсутствующей (см. рис. 1В в статье [54]). Однако Райель предположил, что описанное синусоидальное смещение продолжалось в течение двух последних миллионов лет до н.вр. Он нашёл, что все пики в энергетическом спектре палеоклиматических колебаний, относящиеся к диапазону временных колебаний эксцентриситета земной орбиты (примерно от 50 до 200 тыс. лет), можно воспроизвести с помощью модели

$$\frac{d^2 L(t)}{dt^2} = -\Omega^2 [1 + 2(\Delta\Omega/\Omega)\cos\omega t] L(t). \quad (3)$$

В этой модели L характеризует распространение покровного оледенения от полюсов в сторону экватора. Модель (3) — это разновидность известного в радиофизике осциллятора Матвея, колебания в котором поддерживаются за счёт резонанса при мультипликативном воздействии на осциллятор периодической внешней силы. Это называется частотной модуляцией, где Ω — несущая, а ω — модулирующая частота. Оказалось, что все пики в диапазоне масштабов эксцентриситета земной орбиты, видимые в энергетических спектрах палеокли-

матических колебаний, можно особенно хорошо воспроизвести, если принять существующими сразу три несущих частоты: $\Omega_1 = 2\pi/95$; $\Omega_2 = 2\pi/100$; $\Omega_3 = 2\pi/125$; (единица измерения — 1 тыс. лет). Эти частоты соответствуют второй, четвёртой и третьей по мощности периодичностям эксцентриситета (см. сводку орбитальных периодичностей в [24]). В качестве модулирующих частот при этом надо использовать частоту самой мощной (первой) периодичности эксцентриситета $\omega = 2\pi/413$ и её первую субгармонику $\omega = 2\pi/826$. Тогда общее решение уравнения (3) получается в следующем виде:

$$L(t) = a \sin[2\pi t/95 + \varepsilon \sin(2\pi t/413) + \varepsilon' \sin(2\pi t/826)] + b \sin[2\pi t/100 + \varepsilon \sin(2\pi t/413)] + c \sin[2\pi t/125 + \varepsilon \sin(2\pi t/413)]. \quad (4)$$

Формула (4) хорошо воспроизводит вышеуказанную часть энергетического спектра палеоклиматических колебаний, если коэффициенты разложения a , b , c подобраны методом наименьших квадратов для каждого палеоклиматического ряда по отдельности (типично a втрое больше, чем b и c). Индексы модуляции ε и ε' во всех случаях равны примерно единице и двойке. Заметим, что в более поздней публикации [55] была добавлена модуляция самих модулирующих частот (вторичная модуляция). Это, вроде бы, позволило ещё лучше воспроизвести энергетические спектры некоторых реальных палеоклиматических рядов. Однако малая общая длина реальных рядов, при том, что число подбираемых модулирующих частот велико, позволяет предположить искусственную подгонку результатов к реальности — так называемый *overfitting*.

Таким образом, с помощью модели мультипликативного воздействия орбитальных изменений инсоляции на климатическую систему удалось хорошо воспроизвести часть спектра палеоклиматических колебаний, относящуюся к диапазону масштабов эксцентриситета. В том числе удалось неявно объяснить, почему самая мощная периодичность эксцентриситета в 413 тыс. лет не видна в палеоклиматических рядах. Однако в работах [54, 55, 57] нет объяснения, как эта и другие периодичности эксцентриситета могут непосредственно воздействовать на ледниковые циклы. При попытке получить такое объяснения следует учесть, что в радиотехнических системах, использующих частотную

модуляцию, несущая частота обычно служит собственной частотой системы, а модулирующая частота навязывается извне. В случае же модели (3) и несущие, и модулирующие частоты – внешние для климатической системы. Поэтому скорее можно было бы надеяться получить с помощью (3) описание вариаций инсоляции, а не вариаций распространения покровных оледенений. Но картины вейвлетных преобразований (см., например, [10, 43]), которые служат надёжным средством распознавания наличия частотной модуляции, не показывают никакой частотной модуляции у временных рядов инсоляции. Имеется только амплитудная модуляция.

Попытка показать, как амплитудная модуляция гармоник инсоляции может трансформироваться в частотную модуляцию динамики ледниковых циклов, была предпринята в работе [56]. Для этого использована так называемая логистическая модель, известная в математической биологии [34, 49]. Она была усложнена введением запаздывающего аргумента, что также представляет собой известный приём формального обеспечения цикличности изучаемой динамики. В итоге модель приняла следующий вид:

$$\frac{dL(t)}{dt} = \mu L(t - \tau) \left[1 - \frac{L(t - \tau)}{K(t)} \right], \quad (5)$$

где τ – запаздывание во времени; μ – интенсивность релаксации ледникового щита к равновесному состоянию.

Инсоляционное воздействие на климатическую систему было записано в виде суммы гармоник, модулированных по амплитуде

$$\varepsilon_0 \left\{ 1 + \sum_{i=1}^N a_i \cos s(\omega_i t + \varphi_i) \right\}. \text{ К этому инсоляционному воздействию были добавлены все другие возможные силы, обозначенные как } \varphi_i(t).$$

В итоге получилось воздействие в виде

$$\varepsilon(t) = \varepsilon_0 \left\{ 1 + \sum_{i=1}^N a_i \cos s(\omega_i t + \varphi_i) \right\} + \varphi_i(t). \text{ Оно было}$$

введено в (5) посредством функции чувствительности ледникового покрова к средней глобальной температуре климатической системы $K(t) = 1 + \varepsilon(t)T(t)$. Уравнение временной эволюции самой средней глобальной температуры было записано в виде, зависящем от текущего состояния оледенения:

$$C \frac{dT(t)}{dt} = Q[1 - \alpha(L)] - [A + BT(t)]. \quad (6)$$

При некоторых значениях параметров решение системы уравнений (5) и (6) оказалось периодическим по времени и синхронным с периодическим инсоляционным воздействием. Например, при τ равном 24 тыс. лет и μ примерно равном $1/14$ тыс. обратных лет период решения оказался близок к 95 тыс. лет. Причём, если $\tau < 1/\mu$, то форма периодического решения оказалась близка к синусоиде; если же $\tau > 1/\mu$, то она принимала иную форму, близкую к пилообразной форме реальных ледниковых циклов плейстоцена. Для этого потребовалось, чтобы произведение $\tau\mu$ превышало величину $\pi/2$.

Чтобы воспроизвести переход от относительно коротких (примерно 40 тыс. лет) плиоценовых циклов к относительно долгим ледниковым циклам плейстоцена, неинсоляционные внешние воздействия на климатическую систему были конкретизированы в работе [55] в виде $\varphi(t) = \varepsilon_1(1 - \varepsilon_2 \tan[\eta(t - t_0)])$, где ε_1 , ε_2 , η – некоторые подгоночные параметры. Когда эти параметры были подобраны надлежащим образом, то оказалось, что $\varphi(t) \approx 1$ для всех моментов времени, далёких от момента среднеплейстоценового перехода от коротких к долгим циклам, обозначаемого как t_0 . В этих случаях период решения систем (5) и (6) был близок к 45 тыс. лет. Когда же $\varphi(t) \approx 0$, то этот период увеличивался примерно до 95 тыс. лет, т.е. имел место среднеплейстоценовый переход.

Таким образом, описанная мультипликативная модель, будучи чисто формальной и никак не выведенной из законов гидротермодинамики атмосферы и океанов, оказалась способна воспроизвести основные особенности реальных палеоклиматических рядов. Однако это было достигнуто ценой введения большого числа подгоночных параметров. Их число превышает общее число ледниковых циклов плейстоцена, которые были объектами моделирования. Из опыта работ с описанной выше и другими подобными моделями стало ясно, что общая форма ледниковых циклов и их синхронность с вариациями инсоляции могут быть воспроизведены многими способами и с помощью самых разных уравнений. Правда, это мало способствует пониманию существа динамики ледниковых циклов плиоцена и плейстоцена и перехода между

ними. Поэтому, прежде чем выписывать какое-либо конкретное уравнение, следует тщательно проанализировать фактические данные, характеризующие ледниковые циклы и их эволюцию. Как это делать, указывает математическая теория нелинейных динамических систем, находящихся под воздействием внешних сил.

Исследования динамики ледниковых циклов методами теории динамических систем

Основные теоретические положения. Математическая теория, занимающаяся исследованием общих свойств решений систем дифференциальных и дифференциально-разностных уравнений, называется теорией динамических систем. Классическое изложение этой теории содержится в монографии [1]. В начале второй половины XX в. произошёл взрыв в развитии этой теории, связанный с обнаружением так называемого «странного хаотического аттрактора» (СХА). СХА описывает поведение нелинейной динамической системы, находящейся под воздействием внешних сил, которое отлично от стационарного, периодического и квазипериодического поведения и потому выглядит очень сложным и, как кажется, случайным. Стационарное, периодическое и квазипериодическое поведения с тех пор называются «простыми» аттракторами динамических систем. Они были известны ещё классикам теории и описаны в цитированной здесь монографии [1].

СХА — очень сложный аттрактор. Отсюда термин «странный» (strange) в его названии. Он состоит из множества решений динамической системы, включающих в себя бесконечное, но «счётное», т.е. могущее быть пересчитанным натуральным рядом чисел 1, 2, 3, ..., множество периодических решений, а также бесконечное, но неисчислимое (математики говорят «континуальное») множество непериодических решений. Все эти решения имеют свойство неустойчивости к малым возмущениям. Это значит, что при рассмотрении двух решений, которые в некоторый момент времени почти неотличимы друг от друга, можно обнаружить, что в последующем они ведут себя так, что различие между ними растёт с экспоненциальной скоростью. Поскольку все практические наблюдения не вполне точны, эта неустойчивость делает любое периодическое решение, из числа входящих в СХА, ненаблюдае-

мым. Кроме того, неустойчивость к малым возмущениям влечёт потерю предсказуемости поведения системы со СХА, как это бывает, например, при численном прогнозе погоды. Поэтому неудивительно, что СХА впервые был обнаружен выдающимся американским теоретиком метеорологии Э.Н. Лоренцем [46], изучавшим причины быстрого ухудшения качества прогнозов погоды при увеличении их заблаговременности.

Важно отметить, что энергетический спектр СХА — сплошной и не имеет пиков спектральной плотности. Сплошной характер энергетического спектра служит практическим признаком хаотического поведения динамической системы, часто называемого детерминированным хаосом. Такой хаос возникает при отсутствии каких-либо случайных воздействий на рассматриваемую систему, т.е. только из вышеуказанной неустойчивости всех решений, составляющих СХА. Сводка строгих математических результатов об общих свойствах поведения нелинейных динамических систем со СХА содержится в обзоре [2] (см. также [3]).

Для исследования динамики ледниковых циклов, рассматриваемых далее, крайне важной оказалась та часть теории динамических систем, которая относится к поведению нелинейных систем, находящихся под воздействием двух или более периодических внешних сил с несоизмеримыми периодами. В таких системах на пути от простых аттракторов к СХА может возникать ещё один странный аттрактор, состоящий из решений, не относящихся к экспоненциально неустойчивым. Он называется «странным нехаотическим аттрактором» (СНА). Энергетический спектр СНА не имеет непрерывного основания, а состоит из пиков спектральной плотности. Этих пиков так много (счётное число), что при визуальном рассмотрении спектра кажется, что непрерывное основание всё же имеет место. Впервые СНА был упомянут в работе [33]. СНА надо иметь в виду при исследовании ледниковых циклов, поскольку вариации инсоляции в геологическом масштабе времени состоят из комбинационных гармоник с очень большим числом периодов, многие из которых, наверняка, не соизмеримы друг с другом.

Первые применения теории динамических систем при изучении ледниковых циклов. Первые попытки использовать теорию динамических систем при исследовании ледниковых циклов

были предприняты ещё в конце XX в. [42, 48, 58]. Для описания временной эволюции глобального объёма льда и температуры, а также концентрации парниковых газов в этих работах использовались системы из нескольких, чаще всего трёх дифференциальных уравнений. Рассматривать сейчас эти модели нецелесообразно. Они морально устарели, ибо конкретные формы уравнений в этих моделях выбирались без учёта конкретной физики климатических процессов. По существу, они были произвольными. Однако недавно П. Хайберс опубликовал статью [37], привлекающую внимание многих палеоклиматологов. В ней он предложил мультипликативную модель с запаздыванием, как в описанной ранее модели Райеля, но одномерную. Эта модель рассматривает только эволюцию общего объёма льда в климатической системе, как в моделях (1) и (2). Вместо дифференциального уравнения для описания изменений объёма льда со временем в модели Хайберса используется конечно-разностное уравнение

$$V_t = V_{t-1} + V_{t-\tau}^P \frac{a - \theta_t}{T}. \quad (7)$$

В нём V_t , V_{t-1} — объёмы льда в двух следующих друг за другом дискретных моментах времени (единица времени — тысяча лет). При этом, если V_t или V_{t-1} в некоторый момент времени оказываются отрицательными, то они просто заменяются нулями. Величина τ представляет собой запаздывание во времени; a — постоянная во времени скорость накопления льда; T — некоторая временная константа, определяющая скорость релаксации климатической системы к состоянию равновесия с приложенной внешней силой. Показатель степени $P = 0$, если $a > \theta_t$, и $P = p$, где p подбирается из множества положительных целых чисел, если $a < \theta_t$. Величина θ_t представляет собой инсоляционное форсирование, которое было выбрано в виде простой синусоиды с периодом около 40 тыс. лет, соответствующим главному циклу наклонения. Никакие другие периодичности инсоляции не принимались во внимание.

После подбора значений параметров модели (7) методом проб следующие шаги Хайберса — длительное интегрирование этой модели и построение по его результатам так называемого отображения первого возвращения для после-

довательных максимумов объёма льда, которые имели место через каждые 40 тыс. лет:

$$z_n: z_{n+1} - z_f = v(z_n - z_f). \quad (8)$$

Это отображение получилось однозначным и относится к тому типу отображений, которое в теории динамических систем называют отображением отрезка на себя. У Хайберса оно имеет вид функции, выпуклой вверх. Величина $z_f = 1,34$ представляет собой стационарное решение (8). Это значит, что при $z_n = z_f$ величина z_{n+1} также равна z_f . Если изобразить отображение (8) графически, откладывая величину z_n по оси абсцисс, а величину z_{n+1} по оси ординат, то стационарное решение изображается точкой, лежащей на биссектрисе координатного угла полученного графика. Стационарное решение отображения (8) неустойчиво. При $z_n - z_f$ сколь угодно малым по модулю, модуль величины $z_{n+1} - z_f$ оказывается больше, чем модуль $z_n - z_f$, и на нескольких следующих шагах по времени продолжает увеличиваться пока величина z_{n+1} не достигнет своего максимума (около 1,5) или минимума (около 0,5). Эти моменты соответствуют максимально возможному оледенению или межледниковью.

По мысли Хайберса, в плиоцене величина $z_0 - z_f$ совсем немного отличалась от нуля, т.е. была очень близка к стационарному решению. Поэтому, стартуя от такого её значения, он построил решение отображения (8), которое посчитал описывающим эволюцию ледниковых циклов для последних 2 млн лет, т.е. в позднем плиоцене и плейстоцене. Это решение показано на рис. 1, с в статье Хайберса [37], имеющейся в свободном доступе в интернете. Сначала в этом решении имеются десять 40-тысячелетних циклов сравнительно небольшой амплитуды, когда величина z_{n+1} колебалась вокруг стационарного решения z_f , будучи попеременно больше и меньше него. Затем величина z_{n+1} существенно уменьшилась и только потом вернулась в окрестность стационарного решения. Так повторялось дважды во временном интервале $\sim 1,6 \div \sim 1,4$ млн лет до н.вр., и было первым проявлением удвоения периода ледникового цикла. После ещё шести 40-тысячелетних циклов, примерно за 1,15 млн лет до н.вр. впервые появился цикл длиной 120 тыс. лет, при котором величина z_{n+1} достигала своего минимально возможного значе-

ния, соответствующего межледниковью. Затем (через 40 тыс. лет) величина z_{n+1} оказывалась немногим меньше стационарного значения; ещё через 40 тыс. лет становилась немногим больше него, снова немного уменьшалась и, наконец, оказалась вблизи своей максимально возможной величины. Эти переходы составили ледниковый цикл с периодом в 120 тыс. лет. В последующем поочередно получались циклы удвоенного и утроенного периода. Автор пришёл к заключению, что динамика плейстоценовых ледниковых циклов — пример детерминированного хаоса.

Казалось бы, что Хайберсу действительно удалось смоделировать эволюцию ледниковых циклов, включая их среднеплейстоценовый переход. Однако в дискуссии по поводу статьи [37], которая также доступна в интернете, отмечено, что очень трудно подобрать начальное условие для интегрирования (8) таким образом, чтобы получить длинную начальную последовательность 40-тысячелетних циклов, подобную той, что получил сам Хайберс. Поэтому нельзя считать, что модель (8) пригодна для описания старта оледенений в плиоцене. Хайберс был вынужден согласиться с этой критикой. Кроме того, указывалось, что модель пренебрегает хорошо известным трендом общего похолодания глобального климата, который имел место в течение последних десятков миллионов лет и который, по-видимому, привёл к среднеплейстоценовому переходу в длительностях ледниковых циклов. Пренебрежение трендом — также одна из причин того, что в отображении (8) 40-тысячелетние циклы позднего плиоцена представляют собой переходы не от межледникового климата к слабым оледенениям, как было в реальности, а переходы от слабого оледенения к сильному.

Отметим, что построить одномерное отображение для динамики ледниковых циклов, учитывающее тренд внешних воздействий на климатическую систему, очень трудно, если не невозможно. Проще построить такое отображение чисто эмпирически. Для этого достаточно рассмотреть какой-либо реальный палеоклиматический ряд, покрывающий период плиоцена и плейстоцена. Чтобы сохранить преемственность с моделью Хайберса, в этом ряду надо выбрать точки, соответствующие всем локальным по времени максимумам оледенений, и построить на их временной последовательности отобра-

жение, подобное (8). Это было сделано нами на примере ряда LR04 содержания изотопа кислорода $\delta^{18}\text{O}$ в донных океанических отложениях, который сейчас считается наиболее надёжным. Поскольку палеоклиматические вариации в этом ряду многомасштабны и к тому же отягощены разнообразными измерительными ошибками, предварительно из ряда с помощью полинома низкого порядка мы исключили общий тренд похолодания климата и провели полосовую фильтрацию, исключившую из рассмотрения все палеоклиматические вариации с периодами короче 29 тыс. лет и длиннее 164 тыс. лет. Основанная на вейвлетах техника этой фильтрации будет описана далее. Затем тренд был снова добавлен, и только после этого было построено отображение типа (8). Оно показано на рис. 1.

Белыми ромбиками на рис. 1 даны точки полученного отображения, соответствующие временному интервалу от 4–3 млн лет до н.вр., когда имели место 40-тысячелетние циклы и климат был в целом тёплым. Чёрные кружочки соответствуют интервалу от 3–1,25 млн лет до н.вр., когда климат стал уже довольно холодным, но перехода к долгим циклам ещё не произошло. Чёрные крестики соответствуют интервалу последних 1,25 млн лет, когда климат был в целом наиболее холодным и наблюдались ледниковые циклы длительностью порядка 100 тыс. лет. На рис. 1 всего 100 значков. Наиболее очевидная особенность рис. 1 — общий сдвиг точек отображения от левого нижнего угла показанного графика к его верхнему правому углу вдоль биссектрисы координатного угла. Ясно, что этот сдвиг представляет собой следствие тренда общего похолодания климата. Уже по причине этого сдвига полученное отображение не однозначно, как отображение (8), т.е. каждому значению абсциссы на рис. 1 могут соответствовать несколько значений ординаты. Далее обращает на себя внимание, что все точки отображения, показанные ромбиками, без какого-либо порядка теснятся вблизи биссектрисы. Поскольку палеоклиматологи предполагают, что все плиоценовые климатические циклы были более или менее одинаковые, то должен был бы наблюдаться только один ромбик, лежащий на биссектрисе. Поэтому видимое на рис. 1 облако ромбиков можно использовать для оценки уровня наблюдаемых шумов в рассматриваемом ряду LR04.

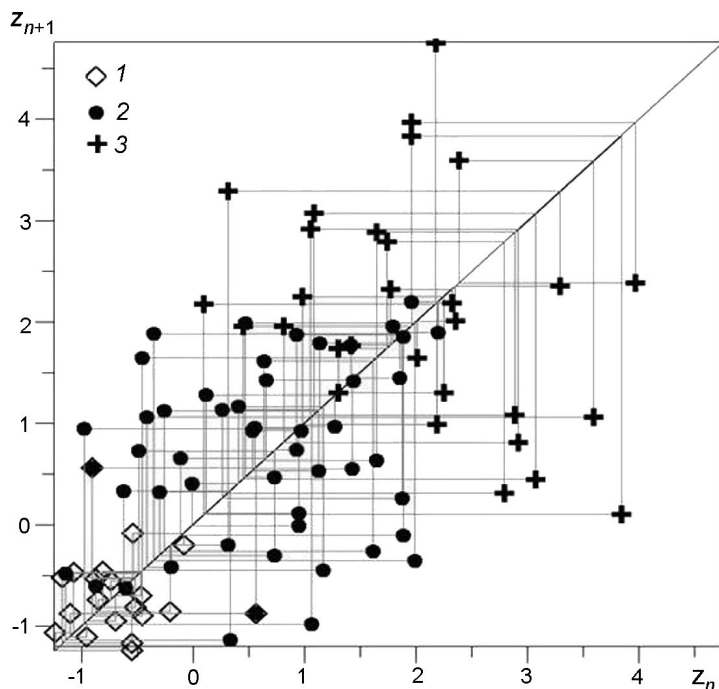


Рис. 1. Отображение первого возвращения для локальных максимумов оледенения, как они представлены в фильтрованном ряду LR04 с учётом общего тренда похолодания климата в плиоцене–плейстоцене.

Точки отображения, относящиеся к временному интервалу: 1 – 4–3 млн лет до н.вр.; 2 – 3–1,25 млн лет до н.вр.; 3 – последних 1,25 млн лет

Fig. 1. The first return map for local glaciation maxima, as they are represented in the filtered LR04 record with taking into consideration a general climate cooling trend during the Pliocene–Pleistocene.

Points of the map related to the time interval of: 1 – 4–3 million years B.P.; 2 – 3–1,25 million years B.P.; 3 – the last 1,25 million years

Облако зачернённых кружочков на рис. 1 имеет более чем втрое больший размер, чем облако ромбиков, а облако крестиков – почти вчетверо больше. Даже если отнестись к части размеров этих облаков на счёт шумов, например шумов временного интервала 4–3 млн лет до н.вр., то отклонения отдельных кружочков и крестиков вверх и вниз от биссектрисы останутся существенными. Эти отклонения и составляют искомое эмпирическое отображение. Его принципиальное отличие от отображения Хайберса – неоднозначность, т.е. одной точке отображения, соответствующей какому-то значению абсциссы, могут соответствовать несколько точек с разными значениями ординаты, лежащих как выше, так и ниже биссектрисы координатного угла. Такое поведение известно в математике для так называемых отображений окружности на себя. Отображения окружности получаются, в частности, если рассматриваются динамические системы, на которые воздействуют периодически или квазипериодически меняющиеся внешние силы. Напомним, что отображение Хайберса построено в расчёте на существование только одной внешней периодичности в 40 тыс. лет. Перейдя к отображению на 40-тысячелетнем периоде, он исключил эту периодичность из явного рассмотрения и получил отображение отрезка на себя. Таким об-

разом, по построению модель Хайберса имеет принципиальное отличие от реальности.

Вейвлетное преобразование нестационарных временных рядов. В своих собственных исследованиях особенностей и временной эволюции ледниковых циклов методами теории динамических систем [4–6, 9, 39, 40] мы принимали во внимание интегральную нестационарность динамики ледниковых циклов (пункт 5 в конце **Введения**), чего не делали предыдущие исследователи. Традиционные средства корреляционно-спектрального анализа временных рядов мало пригодны для исследования такой динамики. Адекватным математическим средством служит комплексное вейвлетное преобразование (КВП):

$$WT(b, a) = WT_{re}(b, a) + iWT_{im}(b, a) = \int_{\theta} a^{-1/2} T(t) MOR^*((t-b)/a) dt, a > 0, \quad (9)$$

где $T(t)$, $t \in \theta$ – вещественный временной ряд, а в качестве преобразующей («материнской» вейвлетной) функции используется функция

$$MOR(\tau) = \pi^{-1/4} \exp\{iC\tau\} \exp\{-\tau^2/2\}, \quad (10)$$

предложенная французским математиком Ж. Морле. Свёртка этой функции вычисляется для всевозможных временных сдвигов $(t-b)$ и вейвлетных масштабов (a) . Значок * в (9) означает комплексное сопряжение. Выбор частотной характе-

ристики функции Морле $C = 6,2035$ обеспечивает строгое равенство вейвлетного масштаба обычному Фурье-масштабу, т.е. амплитуда КВП гармонического временного ряда $T(t) = A \cos(2\pi\omega t + \varphi)$ получается максимальной в вейвлетном масштабе $a = 2\pi/\omega$, а передаточная функция КВП как полосового фильтра, получаемая путём преобразования Фурье самой функции Морле, имеет вид гауссиана для положительных a :

$$MOR(a) \cong \exp\left\{-\frac{(a-C)^2}{2}\right\}, \quad a^{-1} > 0; \quad (11)$$

значения передаточной функции, соответствующие отрицательным a , которые формально появляются в преобразовании Фурье, обнуляются. Амплитуда КВП в масштабе a оказывается равна взвешенному среднему амплитуд Фурье-гармоник преобразуемого ряда в некотором диапазоне вокруг этого масштаба (о деталях этого см. гл. 8 книги [16]).

Заметим, что любой доступный для анализа палеоклиматический ряд не только конечен, но и задан своими значениями на сетке неравно отстоящих точек. Поэтому обычно производят интерполяцию этих значений на точки, равномерно отстоящие друг от друга, а уже затем делают вейвлетное преобразование по формуле (9), в которой интегрирование заменяется суммированием, т.е.:

$$\begin{aligned} WT(b, a) &= WT_{re}(b, a) + iWT_{im}(b, a) = \\ &= a^{-1/2} \sum_{n=1}^N T(t_n) MOR^*(\delta t(n-b)/a), \end{aligned} \quad (12)$$

где δt — шаг по времени между последовательными точками ряда.

В палеоклиматических рядах расстояние между соседними точками обычно экспоненциально возрастает со временем, поэтому такая интерполяция может исказить спектральный состав анализируемых колебаний. Чтобы её избежать, была разработана техника прямого оценивания палеоклиматических энергетических спектров по рядам неэквидистантных точек (см., например, [18, 59, 60]). КВП временного ряда неэквидистантных точек получается следующим суммированием:

$$\begin{aligned} WT(b, a) &= WT_{re}(b, a) + iWT_{im}(b, a) = \\ &= a^{-1/2} \sum_{n=1}^N T(t_n) MOR^*((t_n - b)/a) / \sum_{n=1}^N \left[MOR^*((t_n - b)/a) \right]^2. \end{aligned} \quad (13)$$

Проверка на тестах показала, что в случае равномерно отстоящих точек это даёт тот же ре-

зультат, что и стандартная программа КВП, использующая (12). Для ряда неэквидистантных точек использование (13) менее чувствительно к спектральному перетеканию энергии в сторону низких частот.

Для исследования ледниковых циклов оказалось существенным использование обратного вейвлетного преобразования (ОВП). Обычно для него используют только вещественную компоненту КВП — $T_{re}(t, a)$. Это позволяет реконструировать колебания рассматриваемого временного ряда, ограниченные определённым диапазоном временных масштабов. Сама формула ОВП может записываться по-разному. В самом простом случае она имеет вид так называемой формы Морле:

$$T^{recon}(t) = \int_{a_{min}}^{a_{max}} WT_{re}(t, a) da. \quad (14)$$

В (14) пределы интегрирования a_{min} и a_{max} определяют диапазон масштабов, внутри которого реконструируются колебания. Для нас оказалось важным реконструировать не только сами эти колебания, но и их мнимый аналог, определяемый преобразованием Гильберта — $H[T^{recon}(t)] = \pi^{-1} P \int_{-\infty}^{\infty} T_{im}^{recon}(s)/(t-s) ds$ (P — главное значение рассматриваемого несобственного интеграла). Для этого производится вычисление по формуле, аналогичной (12), но с заменой в ней $WT_{re}(t, a)$ на $T_{im}(t, a)$. В сумме получается комплексная реконструкция фильтрованных колебаний рассматриваемого ряда, позволяющая увидеть «фазовый портрет» этих колебаний, как они выглядят в некотором двумерном фазовом подпространстве состояний климатической системы. Конечно, палеоклиматические колебания многомасштабны и, следовательно, требуется очень многомерное фазовое пространство, чтобы изобразить их со всеми деталями. Однако важно наглядно представить только те особенности палеоклиматических колебаний, которые относятся к основным масштабам ледниковых циклов (10–100 тыс. лет), и было заранее предположено, что двумерное фазовое подпространство будет достаточным для этого.

Динамика ледниковых циклов, наблюдаемая с помощью вейвлетов. Пионеры исследования ледниковых циклов считали, что эти циклы представляют собой почти линейный отклик климатической

системы на широтное перераспределение инсоляции, индуцированное колебаниями прецессии и наклона оси вращения Земли к плоскости эклиптики. Накопленные к настоящему времени палеоклиматические данные отчасти подтверждают их мнение, по крайней мере для временного интервала плиоцена. Конечно, большой вклад в динамику климатов плиоцена и плейстоцена вносит кажущееся непрерывным основание климатических энергетических спектров. Если оно реально, а не обусловлено измерительными ошибками палеоклиматических рядов, то эту динамику, в принципе, надо считать хаотической, а за её математический образ принять СХА. Однако при исследовании ледниковых циклов всегда пренебрегали высокочастотными (с периодами менее 10 тыс. лет) климатическими вариациями и учитывали только дискретные пики спектральной плотности на частотах прецессии, наклона и эксцентриситета орбитального движения Земли. Это позволяет рассматривать много более простой аттрактор, являющийся «скелетом» много более сложного аттрактора колебаний, охватывающих все масштабы движения. Такой аттрактор может быть чисто периодическим (тогда он называется предельным циклом) или квазипериодическим (называется тор-аттрактором) решением.

В качестве источников данных о динамике климатов плейстоцена и плиоцена в описываемых далее исследованиях были использованы ряды «Композит» [61, 62] и «LR04» [44] вариаций содержания изотопа кислорода $\delta^{18}\text{O}$ в океанических донных отложениях. Эти ряды охватывают весь интервал времени плейстоцена и плиоцена (5–6 млн лет до н.вр.). Также были рассмотрены более короткие (около 400 и 800 тыс. лет до н.вр.) ряды содержания дейтерия и солей натрия в ледниковых кернах антарктических станций Восток и Купол С [31, 41, 52, 64]. Анализы всех этих рядов привели практически к одним и тем же результатам. В рядах содержания изотопа кислорода $\delta^{18}\text{O}$ в донных океанических отложениях, известных под названиями «Композит» и «LR04», обнаружено (см. рисунки в статьях [6, 9, 39, 40]), что в интервале от 6 до примерно 1,5 млн лет до н.вр. амплитуды КВП были велики только вблизи вейвлетного масштаба в 41 тыс. лет. Это позволило предположить, что скелет аттрактора палеоклиматических колебаний был очень простым (периодическое решение). Размах этих колебаний был тем боль-

ше, чем ближе был рассматриваемый момент к настоящему времени. Эта зависимость особенно заметна с 3 млн лет, что совпадает со временем образования Панамского перешейка, повлёкшего кардинальную реорганизацию общей циркуляции океана и, как предполагается, существенно повлиявшего на динамику климата [47].

Для исследования последующей эволюции скелета аттрактора климатических колебаний с помощью комплексного обратного ОВП были реконструированы палеоклиматические колебания в диапазоне масштабов от 29 до 164 тыс. лет. При сравнении реконструированных колебаний с одновременными колебаниями наклона обнаружена высокая степень их синхронности, особенно синхронность биений в сравниваемых рядах (увеличений и уменьшений амплитуд их колебаний) с периодом около 1,2 млн лет. Период биения $\sim 1,2$ млн лет соответствует наиболее мощному из указанных в [24] сверхдолгопериодных циклов наклона.

Реконструкция показала, что общий размах палеоклиматических колебаний рос со временем вместе с общим похолоданием климата в плиоцене. Это привело к тому, что колебания потеряли устойчивость. В результате качественно изменился скелет палеоклиматического аттрактора, т.е. произошло то, что в математике называется «бифуркацией». Это можно видеть на рис. 2, на котором показаны ряд «Композит» и картина амплитуд его КВП для последних 1,5 млн лет. Видно, что в момент $\sim 1,25$ млн лет до н.вр. появилась полоса больших амплитуд КВП, идущая от вейвлетного масштаба в 41 тыс. лет в направлении масштаба 82 тыс. лет. Примерно за 1 млн лет до н. вр. эта полоса трансформировалась в полосу, синусоидально варьирующую между вейвлетными масштабами 82 и 123 тыс. лет. Более детально эта синусоидально варьирующая полоса увеличенных амплитуд КВП показана на рис. 3 для ряда содержания солей натрия морского происхождения (*ssNaflux*) в ледниковом керне антарктической станции Купол С.

Заметим, что эта синусоидально варьирующая полоса уже отмечалась в ранее обсуждавшихся работах Райеля как свидетельство частотной модуляции палеоклиматических колебаний в диапазоне масштабов эксцентриситета. На обоих рисунках по максимумам содержания $\delta^{18}\text{O}$ и *ssNaflux* в исходных рядах (они соответствуют

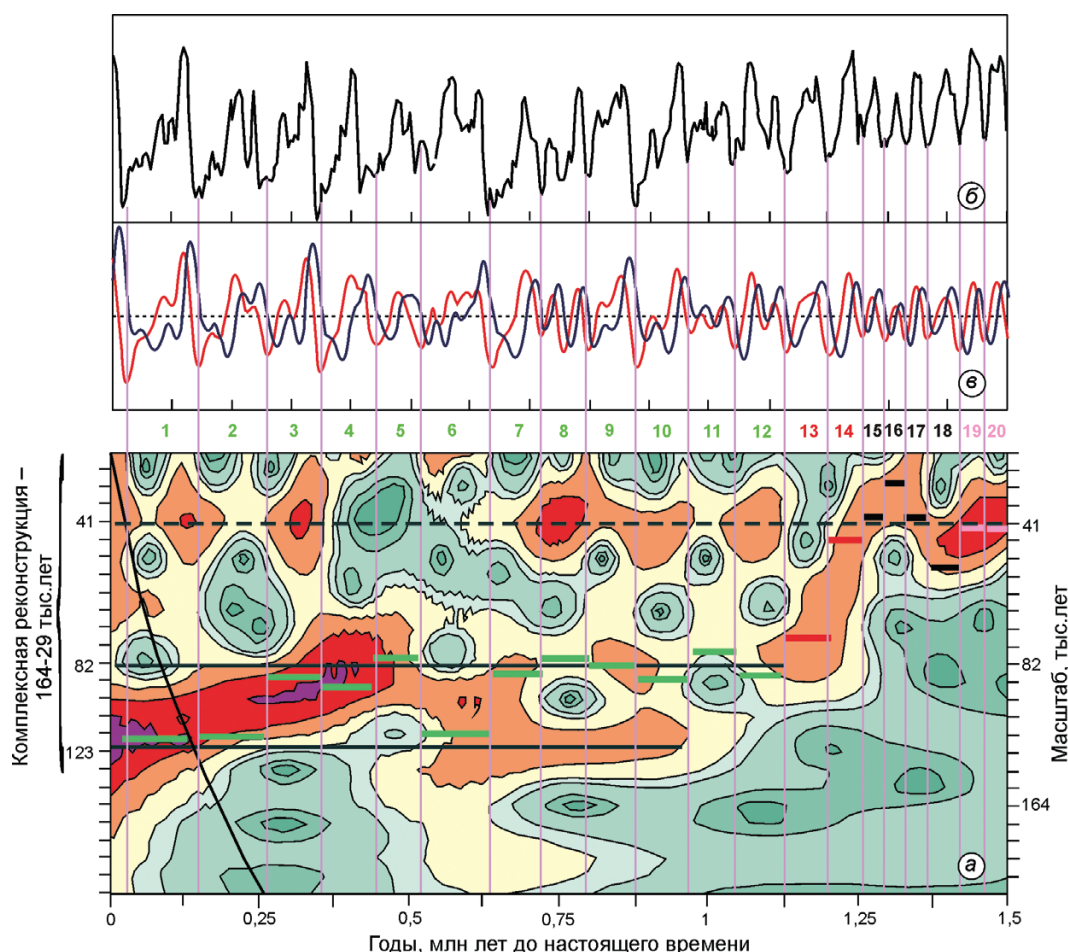


Рис. 2. Картина амплитуд вейвлетного преобразования ряда «Композит» содержания изотопа кислорода $\delta^{18}\text{O}$ *Bentic foraminiferas* [55, 56] (a); преобразуемый ряд (ось ординат перевёрнута, чтобы минимумы соответствовали наиболее холодному климату) (б); комплексная реконструкция колебаний в ряду в диапазоне масштабов от 29 до 164 тыс. лет (в).

Тонкие вертикальные линии, проведённые по максимумам оледенений, разделяют картину амплитуд КВП на 20 кусков, соответствующих 20 ледниковым циклам, имевшим место за рассматриваемый интервал времени. Эти циклы пронумерованы числами от 1 (самый недавний цикл) до 20. Толстые горизонтальные полосы в каждом куске проведены по вейвлетным масштабам, где амплитуды КВП были наибольшими в каждом ледниковом цикле

Fig. 2. Wavelet transform amplitude pattern of the «Composite» oxygen isotope of *Bentic foraminiferas* record [55, 56] (a); the original record being transformed (the y-axis inverted, to show the coldest climates by minima of the graph) (b); complex reconstruction of the record over the range of wavelet scales from 29 to 164 thousand years (c).

Thin vertical line which are drawn through the glacial maxima, share the picture of the WT-amplitudes onto 20 pieces corresponding to 20 glacial cycles that have taken place over a given time interval. These cycles are numbered from 1 (the most recent cycle) to 20. Thick horizontal stripes in each piece performed on the wavelet scale, where the WT-amplitude was greatest during each glacial cycle

максимумам оледенений) выделены и пронумерованы цифрами от 1 (самый недавний цикл) до 20 (6 на рис. 3) все наблюдавшиеся за рассматриваемые периоды времени ледниковые циклы. Для всех циклов горизонтальной линией помечено положение каждого из выделенных циклов на том вейвлетном масштабе, где амплитуда КВП этого цикла была максимальна. Эти полосы показаны чёрным цветом для циклов до выше упомя-

нутой бифуркации, красным — в момент бифуркации и зелёным — после бифуркации.

На рис. 4, заимствованном из нашей статьи [6], показаны двумерные проекции скелета палеоклиматического аттрактора, как он виден в ряду «Композит», для 20 ледниковых циклов, имевших место в течение последних 1,5 млн лет до н.вр. Цифрами на рис. 4 (курсив) указаны длительности этих циклов в тысячах лет. Видно, что

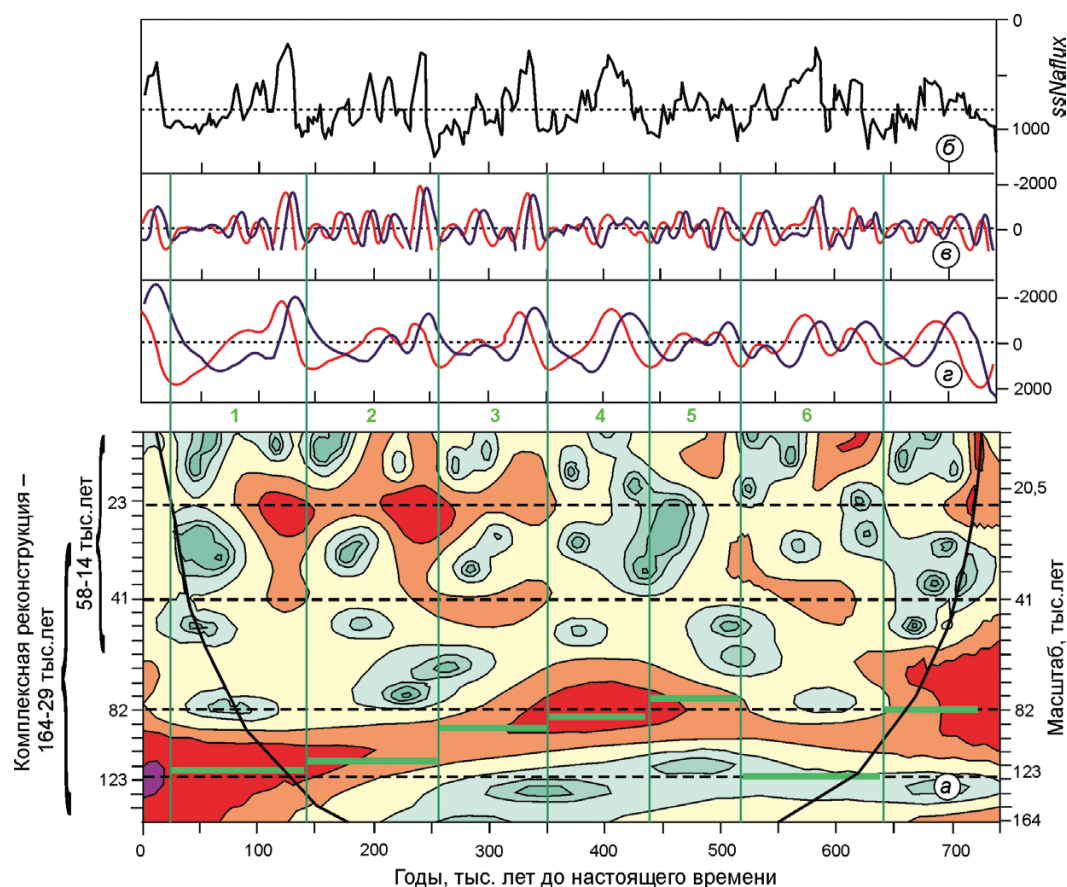


Рис. 3. Картина амплитуд вейвлетного преобразования ряда содержания солей натрия морского происхождения в ледниковом керне антарктической станции Купол С для последних примерно 750 тыс. лет (данные Физического института университета г. Берн, Швейцария – получены от Ф. Ламберта) (а); преобразуемый ряд (ось ординат перевернута, чтобы минимумы соответствовали наиболее холодному климату) (б); комплексные реконструкции ряда в диапазонах масштабов от 29 до 164 (в) и от 14 до 58 тыс. лет (г) соответственно. Рисунок взят из работы [39]

Fig. 3. Wavelet transform amplitude pattern of the record of the sea-salt Na content in the ice core from the Antarctic station «Dome C» during the last approximately 750 thousand years (data received from Physical Institute of Bern, Switzerland by courtesy of F. Lambert) (a); the original record being transformed (the y-axis inverted, to show the coldest climates by minima of the graph) (b); two complex reconstructions of the record over the range of the wavelet scales from 29 to 164 (v), and from 14 to 58 thousand of years (z) respectively. This Figure was adopted from [39]

длительности циклов 20–15 близки к длительности главного цикла наклонения (~41 тыс. лет). Форма каждого из этих циклов близка к окружности. Движение по этой окружности происходит против часовой стрелки. Имеющиеся отклонения в длительностях и форме можно отнести на счёт неточностей, безусловно, имеющих у ряда «Композит». Циклы 20–14 типичны для всех климатических циклов, имевших место ранее 1,5 млн лет до н.вр. и типичных для плейстоцена.

Цикл 13 также мало отличается от окружности по форме двумерной проекции соответствующего ему отрезка фазовой траектории. Однако

его длительность составляет 73 тыс. лет. Длительности последующих циклов 12–7 варьируют от 76 до 85 тыс. лет. Все эти длительности, вероятно, неотличимы от удвоенной длительности главного цикла наклонения. Что касается форм циклов 12–5, то они имеют, как отличительную особенность, петельки на окружности, которые вместе с удвоенными периодами этих циклов по сравнению с циклами плейстоцена позволяют предполагать, что во время цикла 13 произошла бифуркация удвоения периода палеоклиматического аттрактора – предельного цикла. Это и есть знаменитый среднеплейстоценовый переход (the Mid-

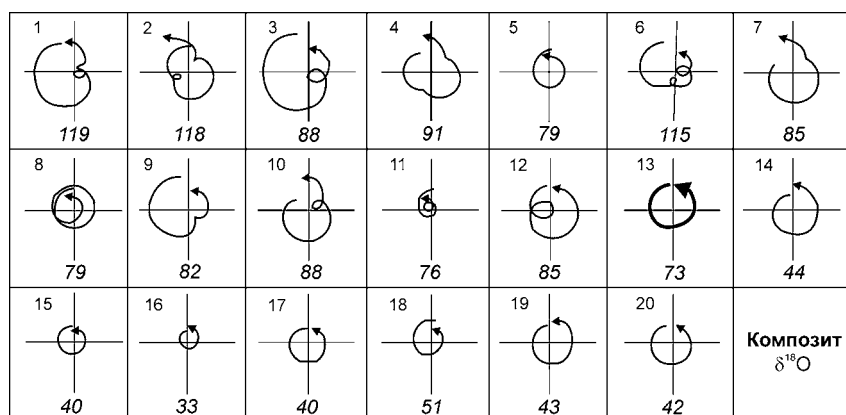


Рис. 4. Формы всех 20 плейстоценовых ледниковых циклов, как они видны в двумерном подпространстве, осями которого служат вещественная и мнимая части комплексной реконструкции части ряда «Композит» в диапазоне вейвлетных масштабов от 164 до 29 тыс. лет.

Длины циклов указаны в тысячах лет (курсив). Рисунок взят из статьи [6]

Fig. 4. Shapes of all 20 glacial cycles of the Pleistocene as these are seen on a two-dimensional state-subspace of a complex reconstruction band-passed over the 29–164 thousand years range of wavelet scales for the «Composite» record.

The lengths of all cycles (in thousand years) are indicated (italic type). This figure was adapted from [6]

Pleistocene transition) в истории климатических циклов плейстоцена–плейстоцена. Бифуркация удвоения периода хорошо изучена математиками как один из главных путей к детерминированному хаосу в нелинейных динамических системах.

Однако одной этой бифуркацией дело не ограничилось. У циклов 6, 2 и 1 видны две петельки, а периоды этих циклов составляют 115, 118 и 119 тыс. лет, что близко к утроенному главному циклу наклонения. В то же время, у циклов 5 и 4 видно только по одной петельке, а длительности этих циклов близки к удвоенному периоду наклонения. Таким образом, скелет палеоклиматического аттрактора непрерывно эволюционировал в плейстоцене. Согласно теории динамических систем, возбуждаемых двумя или более внешними силами с несоизмеримыми периодами, такое поведение типично для СНА. Решения, принадлежащие СНА, непрерывно «блуждают» между резонансами, временно возникающими между различными, вообще говоря, несоизмеримыми внешними воздействиями на систему. В частности, вышеуказанные периоды ледниковых циклов можно отнести к «захвату в резонанс» с периодом эксцентриситета, равным 119 тыс. лет. Сам же 119-тысячелетний период получается от частотной модуляции периода эксцентриситета в 92 тыс. лет самым главным периодом эксцентриситета в 413 тыс. лет (по разности их частот: $1/92 - 1/413$). Это полностью соответствует рабо-

там Райеля. Период цикла 5, равный 79 тыс. лет, также можно объяснить частотной модуляцией. Несущим при этом следует рассматривать период в 95 тыс. лет, а модулирующим – в 413 тыс. лет (по сумме их частот: $1/92 + 1/413 = 1/76$). Объяснение периодов циклов 4 и 3 в 88 и 91 тыс. лет тоже возможно, но оно требует рассмотрения модуляций основных циклов наклонения и эксцентриситета с их циклами, имеющими периоды в 1–2 млн. лет, что относится к вторичной частотной модуляции, также рассматривавшейся Райелем.

Отметим, что в картинах амплитуд КВП рядов «Композит» и *ssNaflux* на рис. 2 и 3 видно, что полоса увеличенных амплитуд вблизи вейвлетного масштаба в 41 тыс. лет в общем сохранилась и в циклах 1–12. Это показывает, что прежний 41-тысячелетний предельный цикл по-прежнему имел место в фазовом пространстве климатической системы. Просто он стал не наблюдаемым непосредственно. Это соответствует тому, что говорит теория динамических систем о бифуркации удвоения периода. Отметим, что самые последние зарубежные публикации продолжают указывать время среднеплейстоценового перехода гораздо позже (примерно за 900 тыс. лет до н.вр.) и связывают его с резкими региональными изменениями в климатической системе. Например, в [30] утверждается, что данный переход был инициирован резким ростом объема Антарктического ледникового

щита. В [51] предполагается, что причиной было резкое ослабление термохалинной циркуляции в Северной Атлантике. Описанные здесь результаты качественного исследования ледниковых циклов дают основание думать, что эти региональные изменения были следствиями (а не причинами) среднеплейстоценового перехода.

Как уже отмечалось, траектории СНА нечувствительны к малым возмущениям начальных условий и это открывает принципиальную возможность для предсказания характера ледниковых циклов в ближайшем будущем. Конечно, при дальнейшей эволюции СНА может перейти в СХА и тогда предсказания будут невозможны. Поэтому важно выяснить, к какому типу аттракторов (СНА или СХА) относится скелет климатических колебаний в настоящее время. Для ответа на этот вопрос мы изучили особенности ледниковых циклов позднего плейстоцена. В частности, рассмотрено [8], за счёт чего примерно за 400 тыс. лет до н.вр. резко увеличилась климатическая изменчивость. Картины амплитуд КВП ранее упомянутых палеоклиматических рядов показали, что в это время существенно увеличились амплитуды КВП в диапазоне масштабов прецессии (порядка 19–23 тыс. лет). Если принимать эти увеличения во внимание, то скелет климатического аттрактора уже нельзя считать предельным циклом. Он должен быть, как минимум, двумерным или даже трёхмерным тором. Исследование такого аттрактора описанным ранее методом, основанным на использовании обратного КВП, уже невозможно.

Однако теория динамических систем и для этого более сложного аттрактора даёт некоторые конструктивные средства анализа. К их числу относится специальный анализ свойства самоподобия энергетического спектра СНА [29, 53]. Теория указывает, что в энергетическом спектре квазипериодически форсированной динамической системы спектральная плотность возрастает локально вблизи комбинационных частот всех внешних сил и собственной частоты системы. Например, при наличии одного собственного колебания системы и двух внешних сил увеличения должны появляться вблизи частот, удовлетворяющих соотношению $k\omega_{ei} + l\omega_{f1} + m\omega_{f2} = 0$, где k, l, m — положительные и отрицательные целые числа. Имея в виду попарную несоизмеримость всех частот, эти увеличения должны состоять из бесконечного

числа дельта-пиков, соответствующих всевозможным резонансам: $k\omega_{ei} + l\omega_{f1} + m\omega_{f2} = 0$, где ω_{ei} , ω_{f1} , ω_{f2} — n -е рациональные аппроксимации частот ($n = 1, 2, \dots$). Это значит, что энергетический спектр квазипериодически форсированной нелинейной системы в режиме СНА дискретен и самоподобен. Он имеет специальное название — «сингулярный непрерывный спектр». У этого спектра мощность спектрального пика $S_{\max}(N)$ зависит от порядкового номера пика N . Данная зависимость имеет вид полинома первой степени в двойном логарифмическом масштабе — $\lg S_{\max}(N) \approx \lg N$, если уже имеет место хаос. Если же хаоса ещё нет, то зависимость имеет вид полинома более высокой степени — $\lg S_{\max}(N) \approx \sum_{i=1}^k \lg N^i$, где $k = 2$ или более.

На рис. 5 эта зависимость показана для энергетического спектра ряда содержания дейтерия в ледниковом керне антарктической станции Восток. При расчёте этой зависимости в нашей работе [10] учтены амплитуды шести главных пиков спектра, соответствующих диапазонам временных масштабов эксцентриситета, наклонения и прецессии. Зависимость, очевидно, нелинейная. Она хорошо аппроксимируется квадратичной параболой (серая линия). Отсюда следует принципиальная возможность предсказания поведения глобальной климатической системы в ближайшем будущем, имея в виду геологический масштаб времени, т.е. для следующих десятков и сотен тысяч лет. Однако такая предсказуемость может иметь не только теоретический интерес. Например, в нашей работе [7] на основе сравнительного (основанного на веяв-летах) анализа многовековых и тысячелетних колебаний в межледниковье MIS-11, имевшем место около 400 тыс. лет до н.вр., и в современном межледниковье — голоцене — был сделан вывод, что современное межледниковье скоро (порядка 1 тыс. лет после н.вр.) закончится.

Заключение

В течение последних десятилетий показано, что вариации инсоляции, вызванные 41-тысячелетним циклом наклона оси вращения Земли к плоскости эклиптики, были главными движителями изменений климата и в плиоцене, и в плейстоцене. Начиная с Кальдера многие иссле-

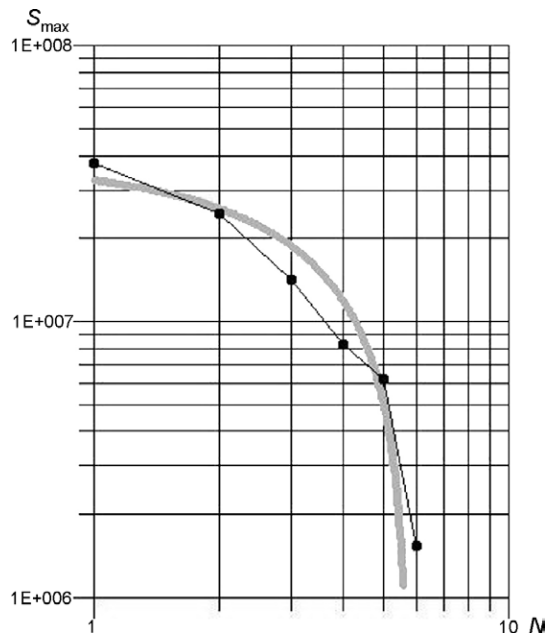


Рис. 5. Зависимость между амплитудами $S_{\max}(N)$ наиболее мощных пиков 1–6 в энергетическом спектре плейстоценовых климатических колебаний, как они видны в ряду дейтерия антарктической станции Восток (ось ординат) и порядковыми номерами N этих пиков (ось абсцисс).

Серая линия — аппроксимация этой зависимости квадратичным полиномом. Рисунок взят из статьи [10]

Fig. 5. The interrelationship between amplitudes $S_{\max}(N)$ of the 1–6 most powerful peaks in the power spectrum of the Pleistocene climatic variations as they are seen in the record of the deuterium content in the ice core of the Antarctic station Vostok (y-axis) and the sequence numbers N of these peaks (x-axis). This interrelation is presented in double logarithmic scale.

The gray line is the approximation of this interrelation by a quadratic polynomial. This figure was adapted from the paper-[10]

дователи предложили ряд простых математических моделей для объяснения того, как периодические вариации инсоляции могли приводить к ледниковым циклам. С помощью этих моделей удалось воспроизвести даже некоторые структурные особенности этих циклов, например их пилообразную форму. Однако с помощью подобных моделей невозможно было установить причину среднеплейстоценового перехода в длительности ледниковых циклов.

Используя идеи и методы современной теории нелинейных динамических систем, а также технику анализа палеоклиматических временных рядов с помощью вейвлетов, в наших собственных исследованиях были изучены тонкая структура и

особенности временной эволюции определённым образом осреднённых палеоклиматических колебаний. Эти осреднённые колебания можно рассматривать как «скелет» аттрактора климатической системы в её «фазовом пространстве».

Выяснено, что среднеплейстоценовый переход в длительностях ледниковых циклов произошёл примерно за 1,25 млн лет до н.вр., а не позже, как полагали многие зарубежные исследователи. Причина этого перехода — потеря устойчивости тем климатическим аттрактором, который имел место ранее, в период плиоцена. Этим плиоценовым аттрактором был «предельный цикл», т.е. чисто периодический отклик климатической системы на изменения инсоляции, обусловленные наиболее мощным 41-тысячелетним циклом наклона оси вращения Земли к плоскости эклиптики. Этому отклику отвечает мощный пик в энергетическом спектре соответствующих палеоклиматических рядов при отсутствии соизмеримых пиков на других периодах.

Первым фактором дестабилизации стало биение инсоляционных изменений, обусловленное наложением на 41-тысячелетний цикл наклонения другого цикла, период которого был много больше (около 1,2 млн лет). Второй фактор — общий тренд похолодания климата. Из-за тренда похолодания, физическую причину и механизм которого ещё предстоит выяснить, и периодически повторявшихся уменьшений инсоляции в процессе биения к концу плиоцена стали разрастаться покровные оледенения в Северном полушарии в дополнение к ранее уже существовавшему оледенению Антарктики. Это увеличило изменчивость альбедо Земли и тем самым расширило набор возможных колебаний в самой климатической системе, в итоге поспособствовав дестабилизации плиоценового 41-тысячелетнего предельного цикла.

После потери устойчивости плиоценовый аттрактор стал ненаблюдаемым. Взамен появился новый аттрактор, который также был предельным циклом, но вдвое большего периода. Так что среднеплейстоценовый переход соответствовал тому, что в теории динамических систем называется «бифуркацией удвоения периода». Потом этот новый аттрактор эволюционировал, откликаясь на долгопериодные вариации инсоляции, которые, в свою очередь, были обусловлены комбинационными гармониками наклона и эксцентрисите-

та, их амплитудной и частотной модуляцией. Это отразилось в многопиковой форме энергетических спектров плейстоценового климата, интенсивно изучавшейся в работах Райеля с сотрудниками.

В наших исследованиях были построены «фазовые портреты» плейстоценового аттрактора на разных стадиях его эволюции. Оказалось, что этот аттрактор утраивал, удваивал и снова утраивал свой период соответственно резонансам с текущими гармониками инсоляции. Такое «блуждание между резонансами» — ожидаемое в теории нелинейных динамических систем, которые находятся под воздействием двух и более внешних сил с несоизмеримыми периодами и аттрактор которых очень сложен по форме («странный» в терминах математики), но не хаотичен.

Нехаотичность плейстоценового аттрактора подтвердилась при специальном анализе энергетических спектров плейстоценовых климатических рядов. Поэтому появилась принципиальная возможность предсказать дальнейшую эволюцию плейстоценового аттрактора. Для этого были сопоставлены многовековые и тысячелетние палеоклиматические колебания во время межледниковья, известного как Морская изотопная стадия 11, и во время современного межледниковья — голоцена. Это сравнение показало возможность скорого (в пределах 1 тыс. лет) окончания голоцена с последующим переходом к новому ледниковому периоду.

Исследования выполнены при финансовой поддержке РФФИ (гранты 09-05-64209, 05-05-64299, 09-05-00155, 11-05-00106 и 11-05-00136).

Литература

1. Андронов А.А., Витт А.А., Хайкин С.Э. Теория колебаний. М.: Физматгиз, 1959. 918 с.
2. Арнольд В.И., Афраймович В.С., Ильяшенко Ю.С., Шильников Л.П. Теория бифуркаций. Динамические системы. 5. Итоги науки и техники. Современные проблемы математики. Фундаментальные направления. М.: изд. ВИНТИ, 1986. 218 с.
3. Афраймович В.С., Шильников Л.П. Инвариантные двумерные торы, их разрушение и стохастичность // Методы качественной теории дифференциальных уравнений. Горький: изд. ГГУ, 1983. С. 3–25.
4. Вакуленко Н.В., Котляков В.М., Монин А.С., Сонечкин Д.М. Симметрия ледниковых циклов позднего плейстоцена по данным станций «Восток» и «Купол С» в Антарктиде // ДАН. 2006. Т. 407. № 1. С. 111–114.
5. Вакуленко Н.В., Котляков В.М., Монин А.С., Сонечкин Д.М. Синхронность ледниковых циклов позднего плейстоцена с ходом инсоляции на экваторе и ее перераспределением между высокими и низкими широтами // Изв. РАН. Серия геогр. 2007. № 5. С. 45–57.
6. Вакуленко Н.В., Иващенко Н.Н., Котляков В.М., Сонечкин Д.М. О бифуркации умножения периода ледниковых циклов в начале плейстоцена // ДАН. 2011. Т. 436. № 4. С. 541–544.
7. Вакуленко Н.В., Сонечкин Д.М. Свидетельство скорого окончания современного межледниковья // ДАН. 2013. Т. 452. № 1. С. 92–95.
8. Вакуленко Н.В., Котляков В.М., Сонечкин Д.М. Об увеличении изменчивости глобального климата примерно за 400 тыс. лет до настоящего времени // ДАН. 2013. Т. 456. № 5. С. 600–603.
9. Вакуленко Н.В., Иващенко Н.Н., Котляков В.М., Сонечкин Д.М. О бифуркациях умножения периода ледниковых циклов в плиоцене — плейстоцене // Изв. вузов. Прикладная нелинейная динамика. 2013. Т. 21. № 2. С. 88–112.
10. Вакуленко Н.В., Котляков В.М., Сонечкин Д.М. Предсказуем ли климат в геологическом масштабе времени? // ДАН. 2015. Т. 460. № 2. С. 215–219.
11. Имбри Д., Имбри К.П. Тайны ледниковых эпох. М.: Прогресс, 1988. 264 с.
12. Котляков В.М. Избранные произведения: Т. 1. Гляциология Антарктиды. М.: Наука, 2000. 431 с.
13. Котляков В.М. Глобальные изменения за четыре климатических цикла по гляциологическим данным // МГИ. 2000. Вып. 89. С. 106–111.
14. Миланкович М. Математическая климатология и астрономическая теория колебаний климата. М.-Л.: ГОНТИ, 1939. 207 с.
15. Монин А.С., Шишков Ю.А. История климата. Л.: Гидрометеиздат, 1979. 407 с.
16. Монин А.С., Сонечкин Д.М. Колебания климата по данным наблюдений. Тройной солнечный и другие циклы. М.: Наука, 2005. 191 с.
17. Смутьский И.И. Анализ уроков развития астрономической теории палеоклимата // Вест. РАН. 2013. Т. 83. № 1. С. 31–39.
18. Сонечкин Д.М. Обоснование четырехмерного (непрерывного) усвоения данных метеорологических наблюдений на основе динамико-стохастического подхода // Метеорология и гидрология. 1973. № 4. С. 13–19.
19. Федоров В.М. Вариации солярного климата как основа реконструкции, анализа и прогноза изменений глобального климата Земли // www.solar-climate.com/sc/astrotejriyaclimate.htm.
20. Шараф Ш.Г., Будникова Н.А. О вековых изменениях элементов орбиты Земли, влияющих на клима-

- ты геологического прошлого // Тр. Ин-та теоретич. астрономии АН СССР. 1967. Вып. 114. № 4 (127). С. 231–261.
21. *Шараф Ш.Г., Будникова Н.А.* Колебания солнечного облучения Земли, вызванные вековыми изменениями элементов земной орбиты // Тр. Ин-та теоретич. астрономии АН СССР. 1968. Вып. 182. № 2. С. 291–293.
 22. *Шараф Ш.Г., Будникова Н.А.* Вековые изменения орбиты Земли и астрономическая теория колебаний климата // Тр. Ин-та теоретич. астрономии АН СССР. 1969. Вып. 14. С. 48–85.
 23. *Agassiz L.* Upon glacier, moraines, and erratic blocks // *New Philos. Journ. Edinburgh.* 1838. V. 24. P. 864–883.
 24. *Berger A.* Long-term variations of daily insolation and Quaternary climatic changes // *Journ. of Atmospheric Sciences.* 1978. V. 35. P. 2362–2367.
 25. *Berger A., Loutre M.F.* Insolation values for the climate of the last 10 million years // *Quaternary Science Review.* 1991. V. 10. № 4. P. 297–317.
 26. *Calder N.* Arithmetic of ice ages // *Nature.* 1974. V. 252. P. 216–218.
 27. *Croll J.* Climate and Time in their Geological Relations: A theory of Secular Changes of the Earth's Climate. New-York: Appleton Press, 1875. 577 p.
 28. *Dansgaard W., Johnsen S.J., Clausen H.B., Dahl-Jendén D., Gunderstrup N.S., Hammer C.U., Hvidberg C.S., Steffensen J.P., Sveinbjörnsdóttir, Jouzel J., Bond G.* Evidence for general instability of past climate from a 250 kyr ice-core record // *Nature.* 1993. V. 264. P. 218–220.
 29. *Ditto W.L., Spano M.L., Savage H.T., Rauseo S.N., Heagy J., Ott E.* Experimental observation of a strange nonchaotic attractor // *Physical Review Letters.* 1990. V. 65. № 5. P. 533–536.
 30. *Elderfield H., Ferretti P., Greaves M., Crowhurst S., McCave I.N., Hodell D., Piotrowski A.M.* Evolution of ocean temperature and ice volume through the Mid-Pleistocene climate transition // *Science.* 2012. V. 337. P. 704–709.
 31. EPICA community members. Eight glacial cycles from an Antarctic ice core // *Nature.* 2004. V. 429. P. 623–628.
 32. *Ghil M.* Theoretical climate dynamics: an introduction // *Turbulence and Predictability in Geophysical Fluid Dynamics and Climate Dynamics* / Eds. M. Ghil, R. Benzi and G. Parisi. New-York: North Holland, 1985. P. 347–402.
 33. *Grebogi C., Ott E., Pelikan S., Yorke J.A.* Strange attractors that are not chaotic // *Physica D.* 1984. V. 13. P. 261–268.
 34. *Gurney W.S.C., Nisbet R.M.* Ecological Dynamics. New-York: Oxford Univ. Press, 1998. 346 p.
 35. *Hays J.D., Imbrie J., Shackleton N.J.* Variations in the Earth's orbit: Pacemaker of the Ice Ages // *Science.* 1976. V. 194. P. 1121–1132.
 36. *Huybers P.* Early Pleistocene glacial cycles and the integrated summer insolation forcing // *Science.* 2006. V. 313. P. 508–511.
 37. *Huybers P.* Pleistocene glacial variability as a chaotic response to obliquity // *Climate of the Past.* 2009. V. 5. P. 481–488.
 38. *Imbrie J., Imbrie J.Z.* Modeling the climatic response to orbital variations // *Science.* 1980. V. 207. P. 943–953.
 39. *Ivashchenko N.N., Kotlyakov V.M., Sonechkin D.M., Vakulenko N.V.* On the nature of the Pliocene/Pleistocene glacial cycle lengthening // *Global Perspective on Geography.* 2013. V. 1. № 1. P. 9–20.
 40. *Ivashchenko N.N., Kotlyakov V.M., Sonechkin D.M., Vakulenko N.V.* On bifurcations inducing glacial cycle lengthening during Pliocene/Pleistocene epoch // *Intern. Journ. of Bifurcation and Chaos.* 2014. V. 24. № 8. 1440018 (8 pages).
 41. *Jouzel J., Masson-Delmotte V., Cattani O., Dreyfus G., Falourd S., Hoffmann G., Minster B., Nouet J., Barnola J.-M., Chappellaz J., Fischer H., Gallet J.-C., Johnsen S., Leuenberger M., Loulergue L., Lüthi D., Oerter H., Parrenin F., Raisbeck G., Raynaud D., Schilt A., Schwander J., Selmo E., Souchez R., Spahni R., Stauffer B., Steffensen J.P., Stenni B., Stocker T.F., Tison J.-L., Werner M., Wolff E.W.* Orbital and millennial Antarctic climate variability over the last 800000 years // *Science.* 2007. V. 317. P. 793–796.
 42. *Kaellen E., Crafoord C., Ghil M.* Free oscillations in a climate model with ice-sheet dynamics // *Journ. of Atmospheric Sciences.* 1979. V. 36. P. 2292–2303.
 43. *Liu H.S., Chao B.F.* Wavelet spectral analysis of the Earth's orbital variations and paleoclimatic cycles // *Journ. of Atmospheric Sciences.* 1998. V. 55. P. 227–236.
 44. *Lisiecki L.E., Raymo M.E.* A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic $\delta^{18}\text{O}$ records // *Paleoceanology.* 2005. V. 20. P. PA1003. doi:10.1029/2004PA001071.
 45. *Livina V.N., Kwasniok F., Lenton T.M.* Potential analysis reveals changing numbers of climate states during last 60 kyr // *Climate of the Past.* 2010. V. 6. P. 77–82.
 46. *Lorenz E.N.* Deterministic nonperiodic flow // *Journ. of Atmospheric Sciences.* 1963. V. 20. P. 130–141.
 47. *Lunt D.J., Valdes P.J., Haywood A., Rutt I.C.* Closure of the Panama seaway during the Pliocene: implications for climate and Northern Hemisphere glaciation // *Climate Dynamics.* 2007. V. 30. doi:10.1007/s00382-007-0265-6.
 48. *Maasch K.A., Saltzman B.* A low-order dynamical model of global climatic variability over the full Pleistocene // *Journ. of Geophys. Research.* 1990. V. 95. P. 1955–1963.
 49. *May R.M.* Simple mathematical models with very complicated dynamics // *Nature.* 1976. V. 261. P. 459–467.
 50. *Paillard D.* Glacial cycles: toward a new paradigm // *Reviews Geophysics.* 2001. V. 39. № 3. P. 325–346.
 51. *Pena L.D., Goldstein S.L.* Thermohaline circulation crisis and impacts during the mid-Pleistocene transition // *Science.* 2014. V. 345. P. 318–322.
 52. *Petit J.R., Jouzel J., Raynaud D., Barkov N.I., Barnola J.-M., Basile I., Bender M., Davis M., Delaygue G., Delmotte M., Kotlyakov V.M., Legrand M., Lipenkov V.Y., Lorius C., Pépin L., Ritz C., Saltzman E.,*

- Stievenard M.* Climate and atmospheric history of the past 420,000 years from the Vostok ice core, Antarctica // *Nature*. 1999. V. 399. P. 429–436.
53. *Pikovsky A.S., Zaks M.A., Feudel U., Kurth J.* Singular continuous spectra in dissipative dynamics // *Physical Review E*. 1995. V. 52. № 1. P. 285–296.
 54. *Rial J.A.* Pace making the ice ages by frequency modulation of Earth's orbital eccentricity // *Science*. 1999. V. 285. P. 564–568.
 55. *Rial J.A.* Earth's orbital eccentricity and the rhythm of the Pleistocene ice ages: the concealed pacemaker // *Global Planetary Change*. 2004. V. 41. P. 81–93.
 56. *Rial J.A.* Abrupt climate change: chaos and order at orbital and millennial scales // *Global Planetary Change*. 2004. V. 41. P. 95–109.
 57. *Rial J.A., Anaclerio C.A.* Understanding nonlinear responses of the climate system to orbital forcing // *Quaternary Science Review*. 2000. V. 19. P. 1709–1722.
 58. *Saltzman B., Verbitsky M.* Late Pleistocene climatic trajectory in the phase space of global ice, ocean state, and CO₂: observation and theory // *Paleoceanology*. 1994. V. 9. P. 767–779.
 59. *Schulz M., Stettenger K.* SPECTRUM: Spectral analysis of unevenly spaced paleoclimatic time series // *Computers and Geosciences*. 1997. V. 23. P. 929–945.
 60. *Schulz M., Mudelsee M.* REDFIT: Estimating red-noise spectra directly from unevenly spaced paleoclimatic time series // *Computers and Geosciences*. 2002. V. 28. P. 421–426.
 61. *Shackleton N.J., Crowhurst S., Hagelberg T., Piasias N.G., Schneider D.A.* A new late Neogene time scale: Application to Leg 138 sites // *Proc. Ocean Drill. Program Sci. Results*. 1995. V. 138. P. 73–101.
 62. *Shackleton N.J., Hall M.A., Pate D.* Pliocene stable isotope stratigraphy of ODP site 846 // *Proc. Ocean Drill. Program Sci. Results*. 1995. V. 138. P. 337–356.
 63. *Sutera A.* On stochastic perturbation and long-term-climate behaviour // *QJRM*. 1981. V. 107. P. 137–152.
 64. *Wolff E. W., Barbante C., Becagli S., Bigler M., Boutron C.F., Castellano E., de Angelis M., Federer U., Fischer H., Fundel F., Hansson M., Hutterli M., Jonell U., Karlin T., Kaufmann P., Lambert F., Littot G.C., Mulvaney R., Röthlisberger R., Ruth U., Severi M., Siggaard-Andersen M.L., Sime L.C., Steffensen J.P., Stocker T.F., Traversi R., Twarloh B., Udisti R., Wagenbach D., Wegner A.* Changes in environment over the last 800 000 years from chemical analysis of the EPICA Dome C ice core // *Quaternary Science Reviews*. 2010. V. 29. № 1–2. P. 285–295.
 65. *Wunsch C.* The spectral description of climate change including the 100 ky energy // *Climate Dynamics*. 2003. V. 20. P. 353–363.

Summary

This paper presents an overview of current researches developing the orbital theory of the glacial cycles, firstly proposed by M. Milankovitch, both as an empirical investigation of insolation and its impact upon paleoclimate, and as a modeling of these effects. Using the ideas and methods of the present-day theory of nonlinear dynamical systems together with the technique of paleoclimatic time series analysis with wavelets, we identified features of the climatic «attractors», which were characteristic for both the Pliocene and Pleistocene climates. Thus, it was found that the Mid-Pleistocene transition in durations of the glacial cycles had occurred in nearly 1.25 million years BP. This was caused by the loss of stability of the Pliocene climatic attractor that was a pure periodic response of the climate system to changes of insolation stipulated by the greatest 41-ka cycle of the orbit inclination.

The first factor of the loss of stability was beat of the insolation changes due to composition of the 41-ka cycle with significantly longer another cycle with period of about 1.2 ma. A general trend of the climate cooling over both the Pliocene and Pleistocene was the second reason. After the Mid-Pleistocene transition a new attractor was formed which was also a limiting cycle but with the twice longer period. By this means the Mid-Pleistocene transition corresponded to a notion that is called as «bifurcation of the period doubling» in the theory of dynamical systems. In succeeding times the new Pleistocene attractor alternately trebled, doubled, and again trebled its period «wandering» between different resonances with time-varying combinative harmonics of obliquity and eccentricity. Such behavior is typical for dynamical systems, which are influenced by two or more external forces with incommensurable periods. It seems very intricate («strange» in mathematical terms) but may be nonchaotic.

Nonchaotic state of the Pleistocene attractor has been confirmed by means of special analysis of the power spectra of the Pleistocene series of climate records. Thus, there is a principal possibility to predict a subsequent evolution of the Pleistocene attractor. In particular, comparison of paleoclimatic variations occurred during the Marine isotope stage 11 and the Holocene period suggests that the present-day interglacial will soon come to the end (in about a thousand years).

Путешествия, открытия

УДК 551.324

doi:10.15356/2076-6734-2015-2-123-132

Открытие и исследования ледников Камчатки

© 2015 г. А.Я. Муравьев

Институт географии РАН, Москва
anton-yar@rambler.ru

Finding and investigation of the Kamchatka glaciers

A.Ya. Muraviev

Institute of Geography, Russian Academy of Sciences, Moscow

Статья принята к печати 9 февраля 2015 г.

*История исследований, Камчатка, Каталог ледников, космическая съёмка, ледники.
Glaciers, Glacier inventory, Kamchatka, history of investigation, cosmic (space) survey.*

Изложена история открытия и исследований современных ледников Камчатки. Обсуждается изученность баланса массы, размеров и колебаний ледников полуострова за вторую половину XX – начало XXI вв. Приведён обзор литературы по изучению оледенения Камчатки. В исследованиях ледников этого района выделено пять периодов, различающихся объёмами выполненных работ, их целями и методами исследований.

History of finding and investigation of the present-day glaciers of the Kamchatka Peninsula is described. A degree of our knowledge of such glacier characteristics as the mass balance, sizes, and the area fluctuations for the second half of 20th – beginning of 21st century is discussed. A literature on the Kamchatka glaciations is reviewed. In accordance with purposes of the investigations, methods, and volumes of field researches five periods have been separated in the history.

Введение

Камчатка — крупный полуостров, расположенный в средних широтах, вытянутый в меридиональном направлении, соединённый с материком к северу от 60° с.ш. сравнительно узким перешейком. Западное побережье полуострова омывает Охотское море, восточное — Тихий океан. Большая часть Камчатки имеет горный рельеф. Крупнейшее горное сооружение района — Срединный хребет (высшая точка Ичинский вулкан, 3621 м), который тянется практически через весь полуостров с северо-востока на юго-запад. Срединный хребет представляет собой цепь вулканов высотой 1700–2600 м, сформировавшихся в позднеплейстоценовое время. Вдоль восточного побережья располагается Восточный хребет, параллельный Срединному хребту и отделённый от него Камчатской депрессией, которую занимает долина р. Камчатка. В северной части Камчатской депрессии находится обширное вулканическое плато высотой 1000–1100 м, где расположено несколько крупных вулканов: Ключевской (4750 м), Камень (4579 м), Плоская Дальняя (3903 м) и др. В северо-восточном направлении от Ключев-

ской группы вулканов, на левобережье р. Камчатка, находится крупный действующий вулкан Шивелуч (3307 м). Вдоль юго-восточного побережья полуострова расположено множество отдельных вулканических построек и их групп. Крупнейшие вулканы района — Корякский (3456 м), Жупановский (2927 м) и Кроноцкий (3528 м). Вулканы Козельский, Авачинский, Корякский, Ааг и Арик образуют Авачинскую группу. На Кроноцком полуострове (восточное побережье Камчатки) расположен низкогорный Кроноцкий хребет (высшая точка 1246 м).

Климатические условия района связаны с особенностями атмосферной циркуляции над северо-восточной частью Охотского моря и над Беринговым морем. В зимний период здесь развивается антициклоническая деятельность, определяемая колымским гребнем сибирского антициклона, а в остальное время господствует активная циклоническая деятельность, достигающая максимума в сентябре и октябре. Опе-ляющее влияние океана зимой обуславливает сравнительно высокую среднюю годовую температуру воздуха на Камчатке. В целом по полуострову она изменяется от $-10 \div -7$ °C на севере до $+2$ °C на юго-восточном побережье [22].

Самые высокие летние температуры воздуха приурочены к долине р. Камчатка и к Авачинской низменности; наиболее низкие температуры воздуха наблюдаются на западном побережье из-за охлаждающего влияния Охотского моря и в горах в связи с высотной поясностью.

Камчатка относится к зоне избыточного увлажнения. Источники поступления осадков — Охотское и Берингово моря. Наибольшее количество осадков (свыше 2000 мм в год) отмечается в центральной части Кроноцкого полуострова и на наветренных склонах хребтов юго-востока Камчатки, наименьшее (около 300 мм в год) — на севере полуострова и в центральной части долины р. Камчатка. В целом для Камчатки характерно увеличение снежности зим в направлении с северо-запада на восток и юго-восток и от побережий к горам. Климатический фон и рельеф полуострова благоприятны для существования современного оледенения.

История исследований ледников Камчатки

Оледенение Камчатки начали изучать относительно недавно, однако история исследований очень интересна, что связано, в первую очередь, с особенностями территории, для которой характерны современный вулканизм и обилие атмосферных осадков, приходящих с Тихого океана и Охотского моря. Немногочисленные публикации русских и зарубежных путешественников о природе и населении Камчатки XVIII—XIX вв. содержат сведения о многоснежности полуострова [24, 31]. Известный исследователь, русский геолог К.И. Богданович (1864—1947 гг.), путешествуя по Камчатке, ещё тогда обратил внимание на своеобразие ледников полуострова, связанное с вулканической деятельностью [2], и предложил Русскому географическому обществу организовать изучение современного оледенения полуострова. Изучение камчатских ледников было поручено петропавловскому уездному врачу В.Н. Тюшову. В работе [3] К.И. Богданович подтверждает выполнение гляциологических работ, сообщая о составленном В.Н. Тюшовым топографическом описании р. Камчатка и ледников Ключевской группы вулканов (рис. 1). Однако эта работа не была опубликована и оказалась утрачена.

Существенный вклад в изучение ледников Камчатки внесли работы геологического отде-

ла Камчатской экспедиции Русского географического общества в 1908—1910 гг. [28, 29]. В этих работах сравнительно подробно описаны ледники Ключевской группы вулканов (в том числе ледники Эрмана, Богдановича и Жёлтый) и ледники в кратере Мутновского вулкана. Вулкан Шивелуч рассматривался как самостоятельный центр оледенения, с которого спускаются шесть ледников (крупнейший из них — ледник Тюшова) до высот 800—900 м [7]. Кроме того, был описан висячий ледник Комарова на южном склоне Жупановского вулкана (см. рис. 1) и отмечено наличие ледников на Чажминском хребте [40].

Важный вклад в изучение оледенения Ключевской группы вулканов внёс Б.И. Пийп (1906—1966 гг.). В работе [42], используя данные полевых наблюдений и первые крупномасштабные карты, Б.И. Пийп определил площадь оледенения района, выделил морфологические типы ледников и привёл данные о состоянии отдельных ледников. Автор отмечает наступание ледника Эрмана на 300 м за 1945—1951 гг., стационарное состояние ледников Богдановича и Жёлтый (рис. 2), отступление ледников Келля и Бильченков. Кроме того, он обращает внимание на сильную заморенность поверхности ледников вулканогенным материалом. В работе [41] Б.И. Пийп писал о наличии на Авачинском вулкане фирнового поля в кольцевой долине между гребнем соммы и действующим конусом. Автор отметил, что с этого фирнового поля берут начало ледники, спускающиеся на северный и южный склоны вулкана.

До 1958 г. изучение ледников и снежного покрова Камчатки не было непосредственной целью проводимых там работ. Гляциологические данные получали попутно, при выполнении геологических, вулканологических, ботанических и иных исследований. В 1958 г. выходит в свет работа П.А. Иванькова [25], в которой даётся характеристика современного оледенения Камчатки. Автором были использованы описания ледников полуострова и обработаны новейшие материалы аэрофотосъёмки и карт. Общая площадь оледенения Камчатки, по его подсчётам, составляла 866 км². Из них на Срединный хребет приходилось 484 км², на вулканы восточной и южной Камчатки — 262 км², на Кроноцкий полуостров — 86 км², на Восточный хребет — 34 км². Однако В.Н. Виноградов [7]

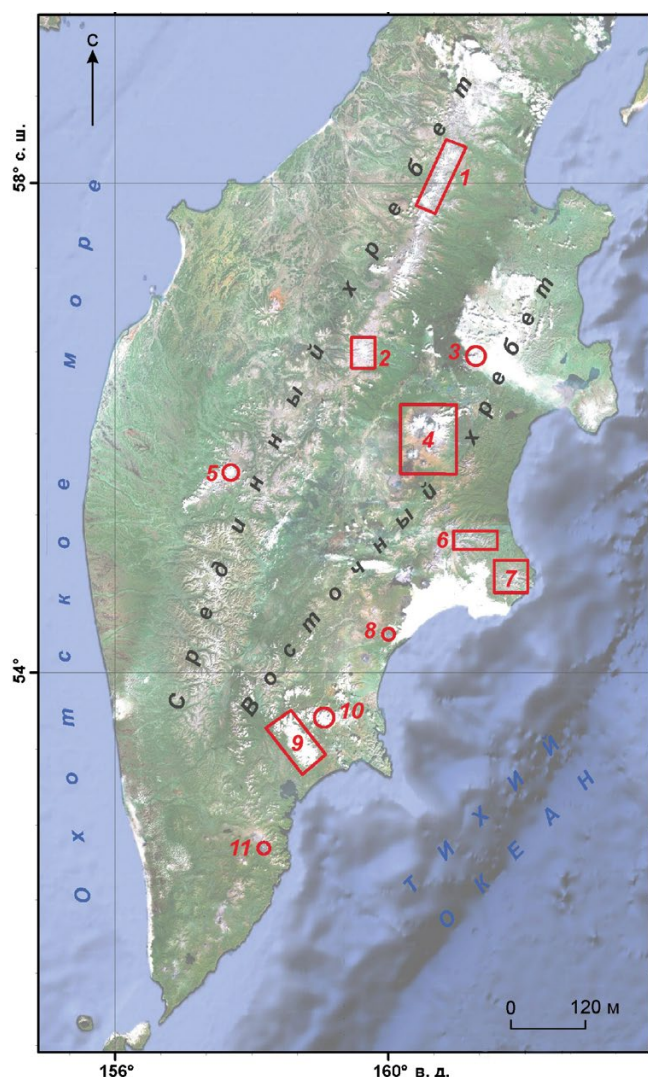


Рис. 1. Расположение узлов современного оледенения Камчатки:

1 – массив Острая-Хувхойтун; 2 – массив Алней-Чашаконджа; 3 – вулкан Шивелуч; 4 – Ключевская группа вулканов; 5 – Ичинский вулкан; 6 – Чажминский хребет; 7 – Кроноцкий полуостров; 8 – вулкан Большой Семьячик; 9 – Авачинская группа вулканов; 10 – Жупановский вулкан; 11 – Мутновский вулкан

Fig. 1. Nodes of the present-day glaciation in Kamchatka: 1 – Ostraya-Khuvkhoytun massif; 2 – Alney-Chashakondzha volcanic massif; 3 – Shiveluch volcano; 4 – Klyuchevskaya group of volcanoes; 5 – Ichinsky volcano; 6 – Chazhminsky ridge; 7 – Kronotskiy Peninsula; 8 – Big Semyachik volcano; 9 – Avachinskaya group of volcanoes; 10 – Zhupanovskiy volcano; 11 – Mutnovskiy volcano

считал, что приведённые П.А. Иваньковым площади оледенения значительно занижены. Площадь оледенения Ключевской группы вулканов П.А. Иваньков оценивал в 160 км², а В.Н. Виноградов – в 300 км². По мнению В.Н. Вино-

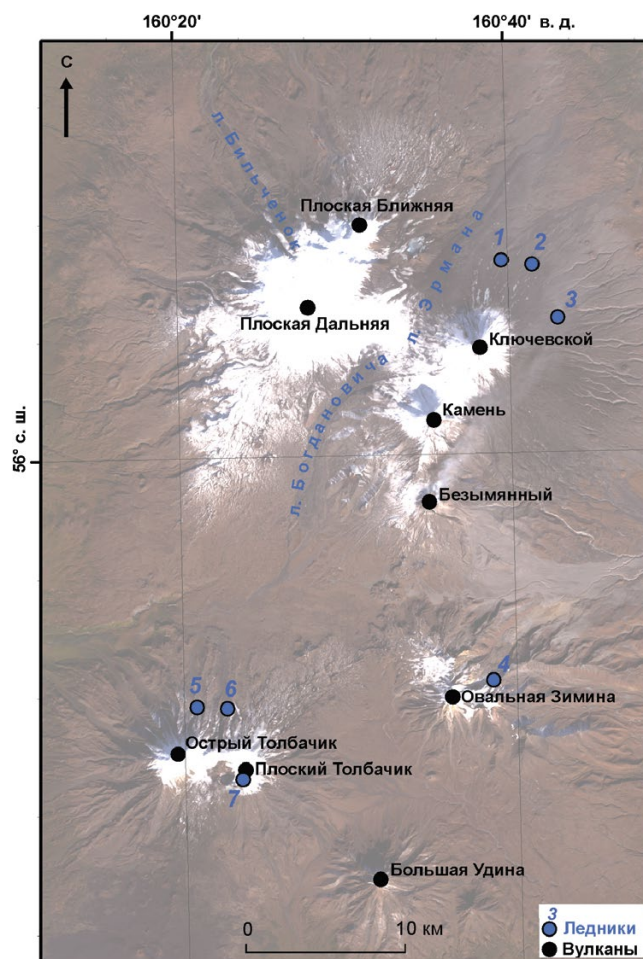


Рис. 2. Ключевская группа вулканов.

Ледники: 1 – Влодавца; 2 – Сопочный; 3 – Келля; 4 – Жёлтый; 5 – Будникова; 6 – Института вулканологии; 7 – Толбачинский

Fig. 2. Klyuchevskaya group of volcanoes.

Glaciers: 1 – Vlodavtsa; 2 – Sopochnyi; 3 – Kellya; 4 – Zheltyi; 5 – Budnikova; 6 – Institute of Volcanology Glacier; 7 – Tolbachinskiy

градова, причина занижения площади ледников П.А. Иваньковым была связана с тем, что при картографировании многие заморенные вулканогенным материалом ледники принимались за лавовые потоки (на старых аэрофотоснимках визуально они часто очень похожи). Кроме того, в работе П.А. Иванькова не содержалось сведений об оледенении Авачинской группы вулканов (см. рис. 1), площадь которой, по оценке В.Н. Виноградова, составляла не менее 20 км².

В конце 1950-х – начале 1960-х годов было опубликовано несколько работ, содержащих материалы об оледенении Ичинского вулкана на Срединном хребте [7]. В работе [46] автор выде-

лил в оледенении Ичинского (см. рис. 1) вулкана северную и южную группы, отметив, что с ледяного плато спускаются долинные ледники. Автор работы [44] описал область питания долинных ледников Ичинского вулкана, расположенную на его вершине и плато. В работе [32] описываются три крупных (длиной 4–4,5 км) долинных ледника, спускающиеся с плато Ичинского вулкана на север до высот 1500–1600 м. Автор также упоминает каровые и висячие ледники на склонах вулкана. Все три автора отмечают отступление ледников Ичинского вулкана.

В сентябре и октябре 1960 г. в горах Кроноцкого полуострова работал гляциологический отряд Института географии АН СССР. Проводились маршрутные исследования ледников района. Основные работы вели на леднике Корыто. Они предусматривали: метеорологические наблюдения, описание разрезов снежно-фирновой толщи [43], измерения температуры снега и льда до глубины 10 м и фототеодолитную съёмку поверхности ледника. Кроме того, Д.Г. Цветковым [45] была определена скорость движения поверхности льда ледника Корыто.

Летом 1964 г. Камчатский отдел Географического общества СССР на средства Института вулканологии СО АН СССР организовал экспедицию на северную часть Срединного хребта (массив Острая-Хувхойтун) для изучения вулканов и ледников. Ранее П.А. Иваньков [25] отмечал в данном районе крупный очаг современного оледенения, а В.Н. Виноградов [6] определил число ледников и дал краткую характеристику крупнейших из них. В работе [13] делается вывод, что массив Острая-Хувхойтун – крупнейший узел оледенения Камчатки, к которому относятся 84 ледника общей площадью 245 км². Авторы отмечали, что по морфологическим признакам большинство ледников района находилось в стационарных условиях или отступало незначительно. Также указывалось на широкое распространение снежников-перелетков, состоящих, как правило, из наложенного льда. Располагаясь ниже снеговой линии, они, по мнению авторов, не могли относиться к зарождающимся ледникам. Наиболее детальные гляциологические работы вели на леднике Гречишкина, где описывали снежно-фирновую толщу, определяли снегозапас за зиму 1963/64 г. и измеряли поверхностную скорость движения льда (25 м/год в районе фирновой линии).

С 1963 г. Институтом вулканологии СО АН СССР были начаты систематические работы по изучению современного оледенения вулканических районов Камчатки. Основные работы проводились на ледниках Авачинской и Ключевской групп вулканов. В ходе работ определяли высоты концов ледников, фирновой линии и морен, описывали разрезы снежных и ледовых толщ, намечали профили для изучения поверхностных скоростей движения. Кроме того, изучалось распределение снежного покрова на склонах вулканов и в нижних частях ледников.

В работе [12] авторы поднимают проблемы специфики оледенения вулканических районов и влияния вулканизма на снежный покров и ледники. Они приходят к выводу, что крупные стратовулканы, имеющие максимальные на Камчатке абсолютные высоты, представляют собой основные центры современного оледенения полуострова. Отрицательные формы вулканического рельефа особенно благоприятны для возникновения ледников. В некоторых из них ледники могут существовать значительно ниже снеговой линии. Вулканическая деятельность, а также особенности вулканического рельефа, по мнению авторов, значительно влияют на динамику, морфологию и строение ледников. В работе выделен ряд специфических морфологических типов ледников (специфика определяется особенностями рельефа вулканов), характерных для вулканических районов Камчатки. В то же время авторы считали влияние вулканической деятельности на оледенение сильно ограниченным в силу её локального и асинхронного проявления. В работе [8] отмечается уничтожение снега и льда в зоне извержений, сокращение сроков залегания снежного покрова, покрытого пеплом, и сохранение мёртвого льда под мощным слоем шлака.

В 1968 г. опубликован 20-й том («Камчатка») Каталога ледников СССР [27], содержащий сведения о линейных размерах и площади каждого ледника, его положении на местности по отношению к бассейнам рек и вулканам (в схематическом виде), а также данные о морфологическом типе, экспозиции, высоте на уровне моря отдельных частей ледников и т.п. Кроме того, в Каталоге дана краткая физико-географическая характеристика областей оледенения. Значительное внимание уделено описанию морфологических типов ледников вулканических районов Камчат-

ки, особенно тех, которые характерны только для областей современного вулканизма. Приведены сведения о закономерностях размещения ледников на Камчатке, распределении их по бассейнам рек, влиянии на них активного вулканизма. Основные сведения о ледниках Камчатки, приведённые в Каталоге, получены по материалам аэрофотосъёмки 1949–1950 гг., данным исследований Института географии АН СССР в 1960 г., Института вулканологии АН СССР в 1963–1965 гг. и из литературных источников. Часть Каталога, охватывающая ледники Кроноцкого полуострова, составлена по материалам аэрофотосъёмки 1957 г. с использованием карт крупного масштаба и данных исследований экспедиции Института географии АН СССР 1960 г. Данная работа фактически незаменима при исследованиях изменения площади современных ледников Камчатки, поскольку иных массовых каталогизаций ледников полуострова в дальнейшем не проводилось.

Наиболее полно результаты исследований ледников Камчатки за 1959–1970 гг. представлены в монографии [10]. В ней содержатся результаты изучения ледников и снежного покрова преимущественно Авачинской и Ключевской групп вулканов. Выявлены специфические черты морфологии, строения и режима ледников районов активного вулканизма. Кроме того, рассмотрены формирование рельефа Камчатки, климатические условия и снежный покров. В работе [26] приведены хронология исследований ледников, снежного покрова, лавин и селей Камчатки и библиография за 1958–1974 гг.

В 1971 г. гляциологические отряды Института географии АН СССР и Института вулканологии ДВНЦ АН СССР вели работы на леднике Корято. Изучали водно-ледовый баланс и стратиграфию фирновой толщи, измеряли температуру фирна и льда в области питания ледника [14]. Кроме того, был выполнен комплекс метеорологических, актинометрических и теплораспределительных наблюдений [33].

В 1972–1981 гг. сотрудники Института вулканологии ежегодно проводили наблюдения на леднике Козельский (Авачинская группа вулканов). Изучали взаимодействие оледенения и вулканизма на фоне климатических изменений, выполняли масс-балансовые, метеорологические и гидрологические наблюдения, изучали строение фирновой толщи, измеряли поверхностную ско-

рость движения льда. Результаты изучения ледника Козельский в 1972–1973 гг. опубликованы в работах [10, 15]. Летом 1976 г. в области питания ледника на метеостанции Седловина вели метеорологические, актинометрические и градиентные наблюдения. В работе [17] изложены результаты расчёта теплового баланса ледника Козельский в период абляции в условиях глубоких, средних и слабых инверсий. Наиболее полно результаты исследований ледника Козельский даны в монографии [21], где также приводятся данные по оледенению и климату Авачинской группы вулканов в целом. Результаты наблюдений передавались во Всемирную службу мониторинга ледников. Данные передаются и в настоящее время, однако сейчас — это расчётные значения, так как с 1988 г. прямых наблюдений за составляющими баланса массы на леднике не ведётся.

В Ключевской группе вулканов в 1970-х годах проводились маршрутные обследования ледников и их морен, организовывались стационары, велись метеонаблюдения. В работе [9] приведены данные о подвижках ледников Бильченков, Эрмана, Сопочный, Влодавца (см. рис. 2), произошедших в период с 1959 по 1973 г. Среди причин подвижек отмечены: неустойчивое динамическое состояние ледниковых систем и автоколебания (для ледников Бильченков и Эрмана); вулканические процессы, прорывы побочных кратеров в районе ледников; соприкосновение раскалённого каменного материала со льдом и снегом с образованием жидкой воды и пара (для ледников Сопочный и Влодавца).

В 1974 г. велись наблюдения за побочным извержением Ключевского вулкана, происходившим в области питания ледника Богдановича [16]. Извержение сопровождалось разрушением части ледника лавовым потоком и формированием шлакового конуса. Впервые исследователи имели возможность наблюдать на вулканах Камчатки процесс и результат взаимодействия вулканизма и оледенения в таких масштабах. В 1976 г. проводились работы на ледниках Будникова, Института вулканологии, Толбачинский (см. рис. 2) вулканов Острый Толбачик и Плоский Толбачик во время Большого трещинного Толбачинского извержения. В результате просадки и обрушения внутренней кальдеры вулкана Плоский Толбачик произошло уничтожение двух третей Толбачинско-

го ледника [18]. До извержения 1975–1976 гг. ледник площадью 1,54 км² занимал почти всю внутреннюю кальдеру. За время извержения его площадь сократилась до 0,5 км².

В 1979 г. отряд Института вулканологии проводил исследования на леднике Гречишкина, расположенном в северной части Срединного хребта [19]. Работы предусматривали геодезические измерения и балансовые наблюдения. Со времени предыдущих работ 1964 г. фирновая линия поднялась на 40 м – до 1550 м, а рассчитанный баланс массы оказался слабо отрицательным. Язык ледника за 1964–1979 гг. отступил примерно на 50 м.

В 1980-х годах продолжалось изучение ледников вулканических районов Камчатки. Основное внимание уделялось взаимодействию вулканизма и оледенения. Так, в работе [11] рассмотрена связь вулканизма и оледенения на вулканах Авачинском, Корякском, Ключевском, Плоском Толбачике. Подробно описаны механизмы влияния вулканизма на современное оледенение: 1) механическое уничтожение ледников при взрывах, обрушении и проседании вулканических построек; 2) термическое воздействие на ледники при извержении вулканов; 3) влияние на динамику ледников (подвижки ледников, вызванные вулканической деятельностью); 4) большая роль пирокластического материала в режиме ледников; 5) образование селевых потоков. Рассмотрено также влияние оледенения на проявления вулканизма и развитие рельефа, выражающееся в эрозионной деятельности ледников, ледовом типе литогенеза в районах активного вулканизма и значительной роли ледников в формировании побочных извержений.

В работе [19] по данным балансовых исследований и рядом наблюдений ближайших метеостанций рассчитан баланс массы ледников Козельский (Авачинская группа вулканов) и Гречишкина (массив Острая-Хувхойтун) за длительный период. Расчёты показали, что годовой баланс массы ледника Козельский за 90 лет (1891–1980 гг.) составил –46 г/см², а ледника Гречишкина за 44 года (1936–1980 гг.) –38 г/см². Приведены также данные о балансе массы кратерных ледников Мутновского вулкана. Авторы отметили, что со времени крупного извержения вулкана в 1945 г. площадь оледенения в кратерах увеличилась на 17% (0,4 км²).

Авторы работы [30] изучали особенности аккумуляции на современных ледниках действующих вулканов Авачинской и Ключевской групп. Исследовалось в том числе и накопление моренного материала вулканического происхождения на поверхности и в толще ледников. В работе [20] по результатам исследований последних лет рассмотрены особенности существования и развития ледников на конусе Ключевского вулкана. Показана ведущая роль вулканизма в развитии оледенения этого вулкана. Отмечено, что все известные случаи подвижек или сокращения ледников на его склонах в той или иной мере связаны с вершинными или побочными извержениями.

В 1980–1983 гг. исследователи наблюдали подвижку пульсирующего ледника Бильченков (Ключевская группа вулканов). В работе [36] обоснован вынужденный характер этой подвижки, связанной с усилением сейсмической и тепловой активности Ушковского вулкана (гора Плоская Дальняя). Отмечено, что подвижка ледника и сейсмическая активность в окрестностях Ушковского вулкана совпадают во времени. Авторы делают вывод, что ледники, находящиеся на активных вулканах, относятся к чутким индикаторам сейсмических и вулканических процессов.

В 1981 г. ряд ежегодных (с 1972 г.) прямых измерений составляющих баланса массы ледника Козельский прервался, но в 1988 г. подобные наблюдения проведены снова [21]. В 1983 г. сотрудники Института вулканологии АН СССР и Института геологии АН Эстонии изучали изотопный состав снега, фирна и льда в Авачинском узле оледенения. В работе [4] показана возможность стратификации ледников этого района изотопно-геохимическими методами.

В работе [22] анализируется однородность климатических условий, определяющих режим и распределение ледников на Камчатке. Рассматриваются два основных показателя, от которых зависит характер оледенения: сумма осадков за гидрологический год и средняя летняя температура воздуха, многолетние ряды которых были обработаны в пространственном и временном разрезе. Построенные пространственные корреляционные функции показали, что изменения этих параметров от года к году почти синхронны вдоль побережий, но связь ухудшается по мере удаления от берега. Из-за защищённости горными хребтами климат в долине р. Камчатка более устойчив, чем в дру-

гих частях полуострова. Анализ данных станций, имеющих продолжительные ряды наблюдений, показал, что за последние 30–40 лет отмечаются устойчивое снижение средней летней температуры воздуха и рост годовых сумм осадков.

В конце 1980-х годов появились гляциологические работы, основанные на моделировании. Так, в статье [37] предложена теплофизическая модель стационарного состояния ледника в активном кратере Ушковского вулкана. Анализ составляющих баланса массы льда показал повышенный геотермический поток (среднее значение 10 Вт/м^2) в пределах вершинного конуса и слабую его изменчивость за последние 40 лет. В дальнейшем авторы продолжили исследования и в работе [38] опубликовали теоретический расчёт процессов тепло- и массопереноса в нестационарном леднике на склоне Ключевской сопки. Для оценок параметров критического состояния ледяных массивов, заполняющих вулкано-тектонические желоба, использованы данные полевых исследований. Тепловой поток в верхней зоне постройки вулкана оценивается величиной $\sim 1 \text{ Вт/м}^2$, а критическая мощность ледника в Крестовском желобе составляет около 70 м после 100 лет аккумуляции льда.

В 1997 г. вышел в свет Атлас снежно-ледовых ресурсов мира [1]. В нём на территорию Камчатки представлена серия обобщающих гляциоклиматических карт, а также подборки карт отдельных ледников и узлов оледенения. Для ледников Козельский, Кори́то и Гречишкина даны подборки карт режимных характеристик за конкретные годы (1974, 1971 и 1979 г.), составленные на основе данных полевых наблюдений. Карты узлов оледенения (Срединный хребет, Кроноцкий полуостров и Ключевская группа вулканов) содержат данные о морфологических типах ледников и материалы о режимных характеристиках отдельных ледников.

В 1996–1999 гг. на Ушковском вулкане работала российско-японская экспедиция. В леднике, заполняющем кратер Горшкова в вершинной части вулкана (максимальная высота 3903 м), было пробурено две скважины — ВН1 и К2 глубиной 27 и 240 м соответственно [48]. Скважина ВН1 использовалась для температурных наблюдений (в 1996–1997 гг.). Температура на глубине 10 м составила $-15,8^\circ\text{C}$ с сезонной амплитудой $1,3^\circ\text{C}$. Сезонная амплитуда температур полностью затухала на глубине 27 м, где тем-

пература постоянно составляла $-14,6^\circ\text{C}$. Бурение скважины К2 вели с отбором керна, анализ которого в настоящее время ещё не закончен. Авторы работы [48] предполагают, что возраст льда на глубине 240 м составляет 640–830 лет. Исследователи выполнили измерения баланса массы за 1996/97 (по трём точкам) и 1997/98 гг. (по 15 точкам). В районе кратера Горшкова была проведена радиолокационная съёмка с применением видеоимпульсного лоатора [5]. По данным съёмки построена карта толщины льда и подлёдного ложа ледникового купола Горшкова.

В 1996–2001 гг. на леднике Кори́то (Кроноцкий полуостров) также работала российско-японская экспедиция. Изучались составляющие баланса массы [47], стратиграфия фирновой толщи, измерялась температура фирна и льда и скорость движения поверхности. Проводили также метеорологические и гидрологические наблюдения на створе в 800 м от конца ледника. В 2000 г. выполнена топографическая съёмка поверхности ледника [50]. В результате сравнения карты, построенной по данным этой съёмки, с картой 1960 г. (составлена Д.Г. Цветковым) исследователи показали, что с 1960 по 2000 г. конец ледника Кори́то отступил на 450 м, его поверхность опустилась в среднем на 30 м, а объём льда сократился на $2,4 \cdot 10^8 \text{ м}^3$. В работе [49] приводятся результаты исследований в 2000 г. поверхностных аномалий на леднике, краткосрочного режима стока, деформаций льда и скорости скольжения льда по ложу.

В статье [23] рассмотрены колебания ледника Кропоткина, расположенного на вулкане Большой Семячик (см. рис. 1) за последние четыре столетия. Сокращение площади ледника Кропоткина, происходившее в первой половине XX в., было приостановлено подвижкой ледника во второй половине 1960-х — начале 1970-х годов, обусловленной положительным балансом его массы. За прошедшие после этого 25 лет фронт ледника отступил на 90–100 м. В конце 1990-х годов началось формирование современной морены отступления. По восстановленным значениям баланса массы ледника авторы определили короткопериодные колебания климата в XX в. на восточном побережье Камчатки.

В работе [39] исследована эволюция пульсирующего ледника Бильченков в Ключевской группе вулканов с конца XIX в. по 2011 г. После отступления в начале XX в. ледник активизировался

и в конце 1940-х годов стал наступать. В 1959–1960 гг. произошла подвижка ледника, в ходе которой его язык продвинулся на 2 км и спустился до высоты 615–630 м в берёзовый лес. Масштабы следующей подвижки, произошедшей в 1982–1984 гг., были меньше. Объём перенесённой массы составил 35–40 млн т, что в 3,5 раза меньше, чем при подвижке 1959–1960 гг.

В последние годы активизировались исследования ледников Камчатки, основанные на анализе данных дистанционного зондирования Земли. Анализ современных спутниковых снимков позволяет оценить состояние оледенения удалённых районов полуострова, полевые исследования в которых проводились давно или не велись совсем. В работе [35] дана оценка изменений площадей ледников северной части Срединного хребта с 1950 по 2002 г. на основе космических снимков ASTER и данных Каталога ледников СССР. Согласно полученным результатам, площадь ледников района сократилась на 16,6%. 36 ледников, представленных в Каталоге ледников СССР, не обнаружены на снимках ASTER, а 22 ледника распались. Сильнее всего сократились ледники с ориентацией на юг и юго-восток. В работе [34] оценено изменение площадей ледников Кроноцкого полуострова и массива Алней-Чашаконджа с 1950 по 2010–2013 гг. Согласно полученным результатам, площадь ледников Кроноцкого полуострова сократилась на 22,9% (для ледников больше 0,5 км²), а площадь ледников массива Алней-Чашаконджа – на 19,2%.

Заключение

В изучении современного оледенения Камчатки можно выделить пять периодов, различающихся объёмами проведённых работ, их целями, а также методами исследований.

Первый период – до 1958 г. Изучение ледников и снежного покрова Камчатки не было непосредственной целью работ. Гляциологические данные получали попутно при проведении геологических, вулканологических, ботанических и иных исследований. Сведения о ледниках в публикациях этого периода [2, 24, 28, 29, 31, 41, 42] носят преимущественно описательный характер.

Второй период – 1958–1970 гг. Проводились маршрутные исследования ледников в различных районах Камчатки [6, 10, 13, 26, 32, 43–46].

Начаты систематические работы по изучению современного оледенения вулканических районов. Встают вопросы о специфике оледенения вулканических районов и влиянии вулканизма на снежный покров и ледники [8, 12]. Выполнена каталогизация ледников полуострова [25, 27].

Третий период – 1971–1980 гг. В различных районах полуострова начались полустационарные гляциологические, метеорологические и иные наблюдения [9, 10, 14, 15, 17–19, 21, 33].

Четвёртый период – 1981–1995 гг. Основные направления исследований – изучение режима и колебания ледников вулканических районов Камчатки, взаимодействия оледенения и вулканизма [4, 11, 19, 20, 30, 36–38].

Пятый период – с 1996 г. Значительная часть гляциологических работ на ледниках Камчатки стала выполняться совместными экспедициями российских и иностранных исследователей [5, 47–50], которые применяли керновое бурение и радиолокационную съёмку. Характерно также увеличение роли данных дистанционного зондирования Земли [34, 35].

Изученность ледников в разных районах Камчатки и регулярность наблюдений на них неодинакова. Исторически сложилось так, что к наиболее изученным относятся ледники Авачинской и Ключевской групп вулканов, находящиеся под непосредственным влиянием активного вулканизма. Гораздо менее изучены ледники Кроноцкого полуострова, находящиеся вне влияния современных вулканических процессов, и совсем слабо изучены ледники северной части Срединного хребта из-за своей труднодоступности.

Литература

1. Атлас снежно-ледовых ресурсов мира: Т. 1. М.: изд. Российской академии наук, 1997. 392 с.
2. Богданович К.И. Очерк деятельности Охотско-Камчатской горной экспедиции 1895–1898 гг. // Изв. РГО. 1899. Т. 35. Вып. 6. С. 549–600.
3. Богданович К.И. Предисловие к книге В.Н. Тюшова «По западному берегу Камчатки» // Зап. ИРГО по общей географии. 1906. Т. 37. № 2. С. 7–12.
4. Вайкмяз Р.М., Муравьев Я.Д., Пуннинг Я.-М.К. К стратификации ледников Камчатки // МГИ. 1989. Вып. 65. С. 144–148.
5. Василенко Е.В., Глазовский А.Ф., Мачерет Ю.Я., Мирошниченко Д.Е., Муравьев Я.Д., Ширавва Т. Ложе ледника Горшкова в кратере вулкана Уш-

- ковский на Камчатке // МГИ. 2003. Вып. 95. С. 122–126.
6. *Виноградов В.Н.* Ледники Камчатки. Петропавловск-Камчатский: изд. Камчатского отдела Географического общества СССР, 1965. 19 с.
 7. *Виноградов В.Н.* Об изучении современного оледенения Камчатки // МГИ. 1965. Вып. 11. С. 97–101.
 8. *Виноградов В.Н.* О влиянии вулканизма на снежный покров и ледники // Вопросы географии Камчатки. 1967. № 5. С. 88–94.
 9. *Виноградов В.Н.* Подвижки ледников на Ключевской группе вулканов (Камчатка) // МГИ. 1974. Вып. 24. С. 137–140.
 10. *Виноградов В.Н.* Современное оледенение районов активного вулканизма. М.: Наука, 1975. 103 с.
 11. *Виноградов В.Н.* Вулканизм и оледенение // Гляциол. исследования. № 27. М.: Наука, 1985. С. 7–25.
 12. *Виноградов В.Н., Мелекесцев И.В.* Морфологические особенности современного оледенения вулканических районов Камчатки // МГИ. 1966. Вып. 12. С. 91–99.
 13. *Виноградов В.Н., Огородов Н.В.* Вулканы и ледники северной части Срединного хребта // Вопросы географии Камчатки. 1966. № 4. С. 70–85.
 14. *Виноградов В.Н., Ходаков В.Г.* Снежный покров Кроноцкого массива и баланс льда ледника Коротого // МГИ. 1973. Вып. 22. С. 143–152.
 15. *Виноградов В.Н., Будников А.Е., Каразия Н.Ф.* Черты режима ледника Козельского // Гляциол. исследования. № 25. М.: Наука, 1976. С. 36–44.
 16. *Виноградов В.Н., Иванов Б.В., Чирков А.М.* Прорыв побочных кратеров в толще ледника Ключевского вулкана в 1974 году // Вопросы географии Камчатки. 1977. № 7. С. 31–37.
 17. *Виноградов В.Н., Мартынов В.Л.* Тепловой баланс поверхности ледника Козельского на Камчатке // МГИ. 1979. Вып. 37. С. 182–187.
 18. *Виноградов В.Н., Муравьев Я.Д.* Изменчивость современных ледников вулканических районов Камчатки // МГИ. 1982. Вып. 42. С. 164–170.
 19. *Виноградов В.Н., Муравьев Я.Д.* Режим ледников вулканических районов Камчатки // Гляциол. исследования. № 27. М.: Наука, 1985. С. 37–50.
 20. *Виноградов В.Н., Муравьев Я.Д.* Особенности развития ледников в условиях активного вулканизма // МГИ. 1989. Вып. 66. С. 93–99.
 21. *Виноградов В.Н., Муравьев Я.Д.* Ледник Козельский (Авачинская группа вулканов). СПб.: Гидрометеиздат, 1992. 119 с.
 22. *Глазырин Г.Е., Муравьев Я.Д., Виноградов В.Н.* О климатическом фоне оледенения Камчатки // Гляциол. исследования. № 27. М.: Наука, 1985. С. 51–66.
 23. *Голуб Н.В., Муравьев Я.Д.* Баланс массы и колебания ледника Кропоткина (вулкан Большой Семячик, Восточная Камчатка) и их связь с климатом // МГИ. 2005. Вып. 99. С. 26–31.
 24. *Дитмар К.* Поездки и пребывание в Камчатке в 1851–1855 гг. СПб., 1901. 731 с.
 25. *Иваньков П.А.* Оледенение Камчатки // Изв. АН СССР. Серия геогр. 1958. № 2. С. 42–53.
 26. *Каразия Н.Ф.* Состояние изученности оледенения Камчатки // Гляциол. исследования. № 25. М.: Наука, 1976. С. 13–17.
 27. Каталог ледников СССР: Т. 20. Камчатка. Ч. 2–4 / Под ред. В.Н. Виноградова. Л.: Гидрометеиздат, 1968. 76 с.
 28. *Кель Н.Г.* Карта вулканов Камчатки. Л.: изд. РГО, 1928. 113 с.
 29. *Конради С.А., Кель Н.Г.* Геологический отдел Камчатской экспедиции 1908–1911 гг. // Изв. РГО. 1925. Т. 57. Вып. 1. С. 3–32.
 30. *Краевая Т.С., Кураленко Н.П.* Ледниковые образования районов активного вулканизма (на примере Камчатки) // Гляциол. исследования. № 27. М.: Наука, 1985. С. 77–89.
 31. *Крашенинников С.П.* Описание земли Камчатки. М.-Л.: изд. Главсевморпути, 1949. 841 с.
 32. *Маренина Т.Ю.* Ичинский вулкан в Срединном хребте Камчатки // Тр. Лаборатории вулканологии АН СССР. 1962. Вып. 22. С. 3–66.
 33. *Маркин В.А.* Особенности поступления тепла к поверхности ледников Камчатки в сезон абляции // Гляциол. исследования. № 25. М.: Наука, 1976. С. 27–35.
 34. *Муравьев А.Я.* Изменение размеров ледников Кроноцкого полуострова и массива Алней-Чашаконджа на Камчатке во второй половине XX – начале XXI века // Лёд и Снег. 2014. № 2 (126). С. 22–28.
 35. *Муравьев А.Я., Носенко Г.А.* Изменения оледенения северной части Срединного хребта на Камчатке во второй половине XX в. // Лёд и Снег. 2013. № 2 (122). С. 5–11.
 36. *Муравьев Я.Д., Фарберов А.И., Чубарова О.С., Прибылов Е.С.* Сейсмовулканическая обстановка на Ушковском вулкане и подвижка ледника Бильченков в 1980–1983 гг. // МГИ. 1987. Вып. 60. С. 141–147.
 37. *Муравьев Я.Д., Саламатин А.Н.* Баланс массы и термодинамический режим ледника в кратере Ушковского вулкана // Вулканология и сейсмология. 1989. № 3. С. 85–92.
 38. *Муравьев Я.Д., Саламатин А.Н.* Прогнозная оценка динамики ледниковых масс в вулканотектонических желобах Ключевского вулкана // Вулканология и сейсмология. 1993. № 4. С. 43–53.
 39. *Муравьев Я.Д., Цветков Д.Г., Муравьев А.Я., Осипова Г.Б.* Динамика пульсирующего ледника Бильченков в Ключевской группе вулканов // Лёд и Снег. 2012. № 2 (118). С. 31–39.
 40. Отчет Института вулканологии АН СССР «Динамика современного оледенения и взаимодействие

с вулканизмом» / Руководитель темы и отв. исполнитель В.Н. Виноградов. Петропавловск-Камчатский, 1982. 333 с.

41. Пуйн Б.И. Извержения вулканов Камчатки в 1944–1945 гг. // Изв. АН СССР. Серия геол. 1946. № 6. С. 39–56.
42. Пуйн Б.И. Состояние действующих вулканов северной Камчатки в 1954 г. // Бюл. вулканол. станций. 1956. № 24. С. 14–20.
43. Преображенский В.С., Модель Ю.М. Кроноцкий ледниковый узел // Тепловой и водный режим снежно-ледниковых толщ. М.: Наука, 1965. С. 5–30.
44. Святловский А.Е. Ичинский вулкан в Срединном Камчатском хребте // Тр. Лаборатории вулканологии АН СССР. 1960. Вып. 18. С. 35–42.
45. Цветков Д.Г. О скорости движения поверхности льда одного из ледников Камчатки // Исследования ледников и ледниковых районов. Вып. 3. М.: Изд-во АН СССР, 1963. С. 226–228.
46. Эрлих Э.Н. Восхождение на вулкан Ичинский // Бюл. вулканол. станций. 1957. № 26. С. 55–59.
47. Muravyev Y.D., Shiraiwa T., Yamaguchi S., Matsumoto T., Nishimura K., Koshima S., Ovsyannikov A.A. Mass balance of glacier in condition of maritime climate – Koryto glacier in Kamchatka, Russia // Cryospheric Studies in Kamchatka. 1999. V. 2. P. 51–61.
48. Shiraiwa T., Murav'yev Ya.D., Kameda T., Fumihiko N., Toyama Y., Takahashi A., Ovsyannikov A.A., Salamatina A.N., Yamagata K. Characteristics of a crater glacier at Ushkovsky volcano, Kamchatka, Russia, as revealed by the physical properties of ice cores and borehole thermometry // Journ. of Glaciology. 2001. V. 47. № 158. P. 423–432.
49. Sugiyama S., Naruse R., Muravyev Ya.D. Surface strain anomaly induced by the storage and drainage of englacial water in Koryto glacier, Kamchatka, Russia // Annals of Glaciology. 2005. T. 40. P. 232–236.
50. Yamaguchi S., Naruse R., Sugiyama S., Matsumoto T., Murav'yev Y.D. Initial investigations of dynamics of the maritime Koryto glacier, Kamchatka, Russia // Journ. of Glaciology. 2003. V. 49. № 165. P. 173–178.

Summary

History of finding and investigation of the present-day glaciers on the Kamchatka Peninsula is presented. A degree of our knowledge of such glacier characteristics as the mass balance, sizes, and the area fluctuations for the second half of 20th – beginning of 21st century is discussed. Literature dealing with investigation of the Kamchatka glaciation is overviewed. According to results of our analysis, five periods of the investigations were isolated. They were determined in accordance with purposes, methods, and volumes of works. In time before 1958, glaciers and snow cover were studied in a course of performance of geological, volcanic, botanic, and other expeditions [2, 24, 28, 29, 31, 41, 42]. So, these researches were not the main goal, and glaciological data were obtained incidentally. In 1958–1970s, glaciers were explored in different regions of Kamchatka by means of different routes [6, 10, 13, 26, 32, 43–46]. These were first systematic explorations of the present-day glaciation of the Kamchatka volcanic regions, and first cataloging of the glaciers had been started [25, 27]. In 1971–1980, temporary or episodic glaciological, meteorological, and other observations were conducted in different areas [9, 10, 14, 15, 17–19, 21, 33]. In 1981–1995, specialists investigated mainly regime and fluctuations of glaciers as well as interaction between glaciations and volcanism [4, 11, 19, 20, 30, 36–38]. After 1996, significant part of the glaciological exploration in Kamchatka was carried out in forms of joint expeditions organized by Russian and foreign scientists [5, 47–50]. They applied the up-to-date methods and equipment such as core drilling and radar sounding. It should be noted that during this last period new remote sensing data together with data of cosmic surveys of the Earth played increasing role for investigation of current state and fluctuations of the Kamchatka glaciers [34, 35].

Экспресс-информация

УДК 551.324.65

doi:10.15356/2076-6734-2015-2-133-140

Подвижка ледника Бивачного в 2012–2015 гг.

© 2015 г. В.М. Котляков, Л.В. Десинов, В.А. Рудаков

Институт географии РАН, Москва
vladkot6@gmail.com

Surge of the Bivachny Glacier in 2012–2015

V.M. Kotlyakov, L.V. Desinov, V.A. Rudakov

Institute of Geography, Russian Academy of Sciences, Moscow

Статья принята к печати 31 марта 2015 г.

*Космический снимок, ледник Бивачный, морена, подвижка ледника.
Bivachny Glacier, glacier surge, moraine, space image.*

На основе фотосъёмки, выполненной в 2001–2015 гг. с борта Международной космической станции, и данных космического мониторинга 1972–2000 гг. анализируется подвижка ледника Бивачный на Памире, произошедшая в 2007–2015 гг., через 31 год после подвижки этого ледника в 1972–1976 гг. Показаны динамика многочисленных ветвей ледника и взаимные влияния разных потоков, вызвавшие активизацию нижней части главного ледника – мёртвой зоны протяжённостью более 7 км. Фронт пульсации в своём движении перед остановкой достиг основного ствола ледника Федченко.

The surge of the Bivachny Glacier that occurred in 2012–2015 is analyzed with the use of photographing performed from International Space Station in 2001–2015 together with data of the satellite monitoring of 1972–2000. This surge happened in 31 years after the similar previous event of 1972–1976. Dynamics of numerous glacier branches causing activation of the lower glacier part that is so called “dead” zone (more than 7 km in length) is shown. Just before its stop the front part of the surging glacier had reached the main trunk of the Fedchenko Glacier.

Введение

Ледник Бивачный расположен в горах Памира, в бассейне р. Муксу, на территории Республики Таджикистан. Его длина – 30 км, а площадь – более 165 км². Ледник Бивачный служит главным притоком одного из крупнейших в Евразии ледника Федченко длиной 77 км. Основные данные об этих ледниках приведены в Каталоге ледников СССР [2]. Они были даны по материалам Международного геофизического года (1957–1958 гг.) с использованием информации, полученной в 1928–1933 гг. советскими и немецкими учёными в Таджикско-Памирской экспедиции АН СССР, и первых сведений о леднике Бивачном Н.И. Косиненко, открывшем его в 1908 г.

В 1940 г. ледник Бивачный был пройден до гребня хр. Академии Наук научно-спортивной экспедицией из г. Одесса во главе с А.В. Блещуновым, который дал хорошее описание ледника. Опубликованная участником этой экспедиции В.С. Яценко книга «В горах Памира» [7] даёт подробное описание морфологических

особенностей ледника и сопровождается многочисленными фотографиями.

Яркая особенность ледника Бивачного – высокая динамичность всех его потоков. Как правило, один из них, два или несколько находятся фактически в состоянии подвижки. Пульсации ветвей угасают на главном теле ледника Бивачного, не достигая ледника Федченко. Вместе с тем Н.Л. Корженевский [3] отмечал, что в 1927 г. ледник Бивачный активно воздействовал на ледник Федченко. Следующая пульсация ледника произошла в 1958 г. В то время в зоне контакта ледников уже существовала зона мёртвых льдов. В 1969 г. мы обследовали ледник Бивачный от гребня хр. Академии Наук до места впадения в ледник Федченко. Удалось установить, что нижняя часть языка ледника Бивачный протяжённостью около 4 км представляла собой омертвевшую область с термокарстовым рельефом. Глубина отдельных воронок достигала 30 м, а некоторые воронки были заполнены водой. В последующие годы вдоль обоих бортов возникали озёра.

Наблюдения за ледником Бивачным с борта Международной космической станции

Начиная с 1969 г. под руководством Института географии РАН периодически выполнялись наземные, воздушные и космические съёмки ледника Бивачный. В 1974 г. ледник стал главным объектом программы визуально-инструментальных исследований отечественной пилотируемой космонавтики, что объяснялось исключительной выразительностью морфологии поверхности ледника. С самолета ТУ-134 его наблюдали все космонавты, а во время полётов они без биноклей и с помощью разных оптических приборов искали самые мелкие различимые элементы на языке ледника и его притоках, чтобы установить возможности зрительного анализа человеком динамики ледника при длительном пребывании в условиях невесомости.

В мае 1977 г. в работе [1] мы опубликовали первые результаты изучения динамической неустойчивости ледника Бивачного, его притоков и некоторых соседних ледников. Подробно рассмотрена подвижка 1972–1976 гг., во время которой ярко проявилось изменение рисунка всех петлевидных моренных гряд, их последовательного сжатия и растяжения, вовлечение в подвижку некоторых притоков и отрыв нижней части ледника № 65. Были показаны места срезания лавинных конусов выноса и образование останцов льда на склонах. Впервые на практике был применён разработанный метод измерения на космических снимках скорости перемещения отдельных точек на поверхности языка ледника относительно контрольных створов. Информация об этой подвижке ледника Бивачного изложена в работе Г.Б. Осиповой и Д.Г. Цветкова [5]. Они привели сведения о скорости движения льда по продольному профилю и взаимодействию притоков с основным стволом. По данным наших коллег, пульсация утасла в 1978 г. Позднее они дополнили сведения об этом событии и, что весьма важно, показали схемы взаимодействия одного из главных притоков с основным стволом ледника Бивачного на разных этапах подвижки [6].

Дистанционные исследования ледника Бивачного в 1970-х годах сыграли важную роль в разработке методик дешифрирования подвижек ледников по материалам космической съёмки и оказались востребованы при создании Инструкции по составлению Каталога пульсирующих ледников СССР [4].

После 1976 г. многие сотни снимков были получены с отечественных орбитальных станций, а с 2001 г. ледник регулярно фотографируется с российского сегмента МКС в рамках программы «Ураган». За 15 лет космонавты сделали более 120 фотоснимков ледника, что позволило следить за изменениями морфологии его поверхности. Установлено, что с 1978 по 2007 г. зона мёртвого льда увеличилась до 7 км. С учётом накопленных к тому времени сведений о сокращении всего гляциального комплекса Памира активизация нижней зоны языка ледника Бивачного казалась маловероятной. Однако к сентябрю 2014 г. фронт активизации ледника Бивачного прошёл эти 7 км и достиг ледника Федченко.

Обратимся к рис. 1 — фотопанораме ледника Бивачного, составленной из нескольких космических снимков 2007 г. с разрешением на местности около 3 м. При съёмке фрагментов земной поверхности с борта МКС получают, как правило, перспективные изображения, обработка которых с помощью обычных программных продуктов ГИС-технологий весьма трудоёмка. Согласно нашему опыту, для этих целей оптимальна относительно простая универсальная программа Global Mapper, которая даёт возможность просматривать, конвертировать, преобразовывать и редактировать карты, космические и аэрофотоснимки в векторном и растровом форматах. Снимки и карты загружаются в виде слоёв, которые могут быть просмотрены в любом сочетании. В этой программе создают 3D-образы космических ландшафтов и измеряют криволинейные линии и площадные объекты. Программа Global Mapper поддерживает и конвертирует многие форматы ГИС-программ, например Erdas Imagine.

Рис. 2 демонстрирует элемент технологии совмещения и анализа в разных сочетаниях разновременных космических снимков (слоёв), которые представлены в левой части иллюстрации (всего 13 изображений). В данном примере выбраны фото, полученные 31 августа 2007 г. и 30 августа 2014 г. Оба слоя могут быть в полупрозрачном виде наложены один на другой и совмещены. На рис. 2 легко заметить линию раздела обоих изображений. Для измерения перемещения фронтальной части потока ветвей № 71/72 нанесена ломаная линия, которая соединяет крайние точки расположения двух контуров на выбранные даты мониторинга. Так как снимки совмещены с топографической

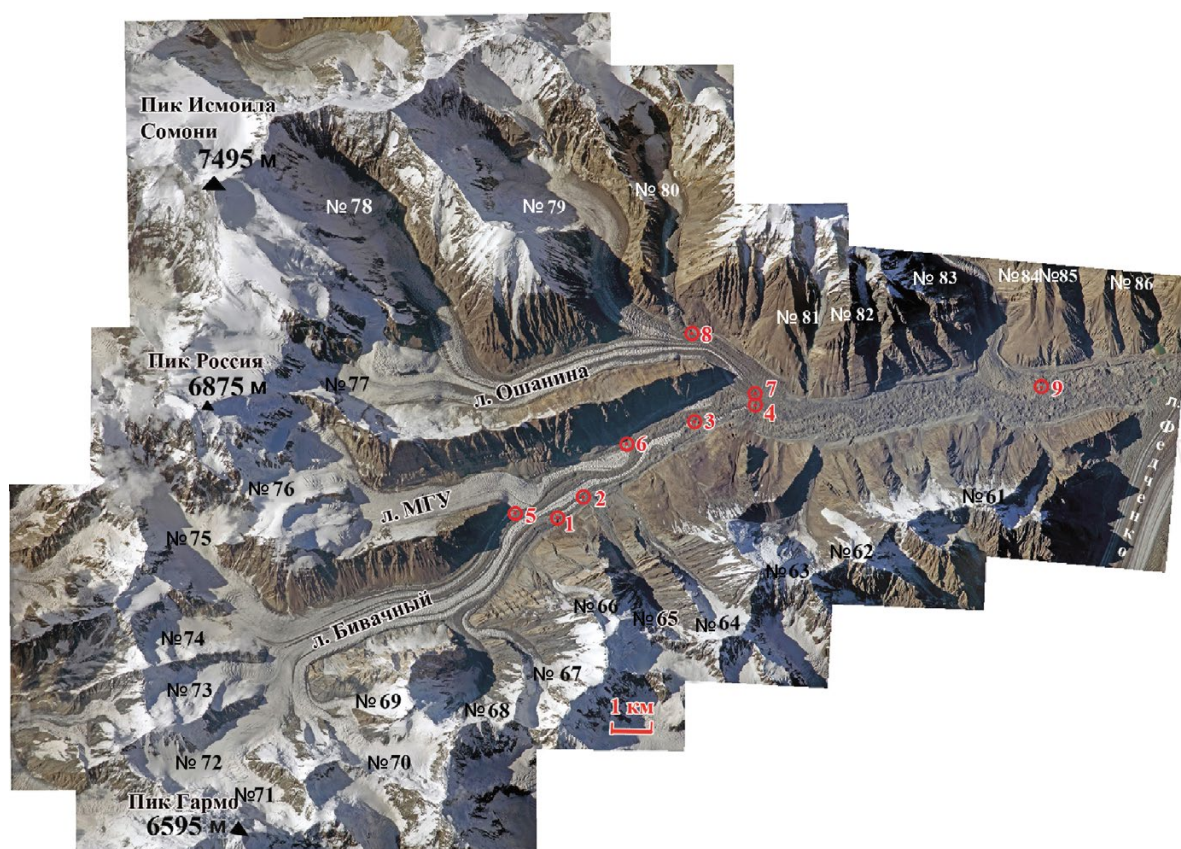


Рис. 1. Ледник Бивачный 31 августа 2007 г. Фотомонтаж из многих снимков, сделанных с борта российского сегмента Международной космической станции.

Цифрами отмечены ледник Бивачный (его исток № 75), его притоки и ледники склонов. Точки 1–9 – положение фронтальных частей главного ствола и отдельных ветвей ледника Бивачного

Fig. 1. The Bivachny Glacier on August 31, 1997. Composite photograph made from many pictures received from board of the Russian segment of the International Space Station.

Ciphers indicate the glacier (№ 75), its tributaries and glaciers on slopes. Points 1–9 are positions of front parts of the main trunk and individual branches of the Bivachny Glacier

картой, автоматическое интегрирование всех пикселей, из которых составлена линия, даёт искомый результат. В правой части рис. 2 выведено значение атрибута – 3303 км, которое откорректировано с учётом всех неточностей и принято равным 3310 м. Заметим, что следующая съёмка проведена 21 октября 2014 г. Аналогичные измерения показали, что фронтальная часть этого потока переместилась дополнительно на 200 м.

На рис. 3 показано совмещение космического цифрового фотоснимка ледника Бивачного с топокартой масштаба 1 : 50 000. Программа Global Mapper позволяет «разогнать» растровое изображение карты до такого вида, при котором в одном пикселе окажется 3 м горного ландшафта, что соответствует фотоснимку с разрешением на местности также 3 м.

Подвижки ветвей ледника Бивачного в 2007–2014 гг.

На рис. 1 зафиксировано состояние ледника, когда в его средней части ситуация с взаимным оттеснением потоков аналогична сложившейся к 1978 г. Исключение составляет ледник № 80, который в то время не был притоком ледника Бивачного, а нависал над языком главного ствола, отделяясь от него ледопадом. Движение фронтальной части этого ледника началось в 2001 г. За три года ледник преодолел ледопад, продвинувшись на 310 м, и начал контактировать с ледниковой ветвью № 79. За последующие три года он прошёл путь в 350 м и стал продвигаться по поверхности этой ветви. В 2007–2012 гг. бывший приток № 80, а теперь

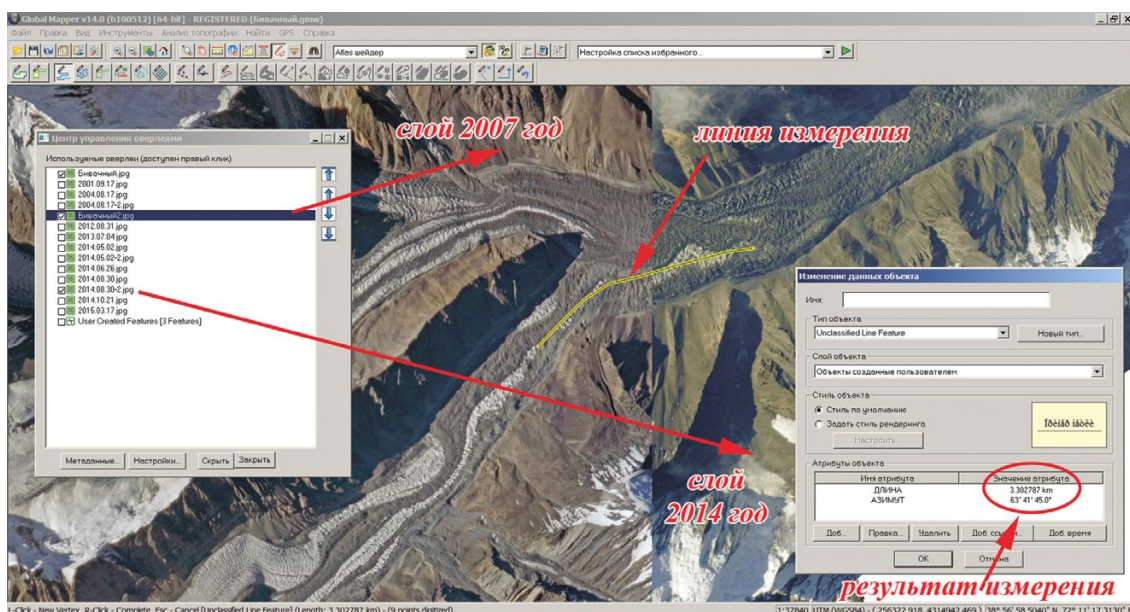


Рис. 2. Фрагмент технологии обработки космических снимков в программе Global Mapper на примере фото-изображений ледника Бивачного, полученных 31 августа 2007 г. и 30 августа 2014 г.

Слева – перечень слоёв (космических снимков); справа – результат измерения перемещения одной из контрольных точек

Fig. 2. A fragment of the space picture processing by the Global Mapper software by the example of photographs of the Bivachny Glacier obtained on August 31, 2007 and on August 30, 2014.

In the left part is a list of layers (space pictures); in the right part is the result of measuring of displacement of one of control points



Рис. 3. Результат трансформирования перспективного космического снимка средней части ледника Бивачного, полученного с Международной космической станции 4 июля 2013 г., и наложения его на топографическую карту масштаба 1 : 50 000

Fig. 3. Result of transformation of a perspective space picture of a middle part of the Bivachny Glacier obtained from International Space Station on July 4, 2013 and of superposition of this picture onto a topographic map with scale 1 : 50 000

уже часть одной из ветвей ледника Бивачного, выдвинулся на 730 м, а затем, за два года, ещё на 1240 м. Таким образом, в целом, ледник № 80 преодолел путь в 2630 м (таблица).

Очевидные признаки пульсационных изменений в бассейне ледника Бивачного прояви-

лись в 2007 г. (см. рис. 1). В средней зоне главных ветвей, ниже фирновых цирков, появились полосы дроблёного льда вдоль склонов. Год за годом они становились всё более выразительными. Особенно яркие признаки отмечены на леднике МГУ (№ 76), который берёт начало на

Перемещение волн активизации на леднике Бивачный в 2001–2015 гг., м (прочерк – измерения не проведены)

Периоды	Ледник Бивачный (№ 75) и его притоки (нумерованы)								
	67 и 68	69 и 70	71 и 72	73 и 74	75	76	77, 78, 79	80	83
	Номера точек на космоснимках								
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
С 17.09.2001 по 17.08.2004	—							310	—
С 17.08.2004 по 13.08.2007								350	
С 13.08.2007 по 31.12.2012	530	1070	170	0	710	790	230	730	—
С 31.12.2012 по 04.07.2013	1290	980	1010	530	730	900	780	640	620
С 04.07.2013 по 30.08.2014	1545	1940	2150	2190	1990	2330	2600	600	—
С 30.08.2014 по 21.10.2014	235	130	180	240	520	110	1010	—	200
С 21.10.2014 по 16.03.2015	—								640
<i>Всего</i>	3600	4120	3510	2960	3950	4130	4620	2630	1460

склоне пика Россия (6875 м). Как и при предыдущей пульсации, он доминировал в этом процессе: массы льда, поступавшие через ледопад в виде двух волн, оттесняли соседние потоки к правому склону и почти закрывали поверхность главного (по определению составителей каталога [2]) ледника № 75, которому присвоено название всей этой гляциальной системы. Впереди, на удалении от продвигавшегося фронта ледника № 76, располагалась сохранявшая стационарное положение «линза» льда этого же потока, оставленная пульсацией 1972–1978 гг.

На рис. 4 показано взаимодействие основных потоков ледника Бивачного в августе 2012 и 2014 гг. В данном исследовании использованы космические снимки за 13 дат съёмок. На них прослежены перемещения девяти потоков ледника Бивачного. Очевидно, что при таком обилии данных невозможно продемонстрировать на иллюстрациях последовательное движение всех реперных точек. Пришлось ограничиться представлением данных в табличном виде на восемь дат мониторинга.

В таблице показаны результаты перемещения контрольных точек за время между съёмками. Они отражают динамику движения ветвей ледника Бивачного с 2007 по 2014 г. Важно отметить, что на космических снимках и реально на местности волны активизации имеют размытый контур. Поэтому все результаты измерений отнесены к тем точкам контура дугообразных волн, которые мы субъективно приняли за базовые. Продвижение всех фронтальных частей ветвей ледника Бивачного измерялась путём наложения снимков, сделанных по времени один за другим. Контрольные точки показаны на рис. 1, 3 и 4, а, б. Обратимся теперь к рисункам и таблице, чтобы иметь представление о динамике потоков в системе ледника Бивачного.

Фронт подвижки главной ветви (ледник № 75) прошёл путь в 3950 м, но по мощности подачи льда этот ледник уступает почти всем другим ветвям, порою теряясь среди них. В верхней половине ледниковой системы довольно слабо выглядят ветви № 73 и 74. Мы рассматриваем их совместно, так как в нижней части за счёт вытаивания горных пород с образованием мощной срединной морены ветви сливаются в один яркий чёрный зигзагообразный след, который «борется» то с ветвью ледника № 76, то с объединённым потоком ледников № 71 и 72. Общая дальность выдвижения фронта ледников № 73 и 74 составляет 2960 м. Фронт подвижки объединённой системы ледников № 71 и 72, стекающих с пика Гармо (6595 м), переместился на 3510 м.

Следующий выразительный ледяной поток — общая ветвь № 69 и 70, берущая начало на склонах пика ОГПУ. Обширная тыловая область формирует мощный поток льда, который прокладывает себе путь вдоль правого борта в виде пульсации на расстояние 4120 м, равное выбросу ледника № 76. Вытягиваясь вдоль западного склона пика ОГПУ, эта ветвь противодействует вышедшему в долину Бивачного объединённому потоку ледников № 67 и 68, который закрыт моренным чехлом. Эти ледники выдвигаются своим общим фронтом на 3600 м.

Огромные ледники № 77 и 78 стекают со склонов вершин Исмоила Сомони (в прошлом пик Коммунизма, 7495 м) и Россия (6875 м). Каждый из них состоит из двух потоков, хотя в Каталоге [2] это не нашло отражения. Слившись, они образуют ледниковое тело, в котором нет места взаимному оттеснению ветвей. От места слияния с ледником № 79 эти три потока прослеживаются на космических снимках в виде единой ветви, так

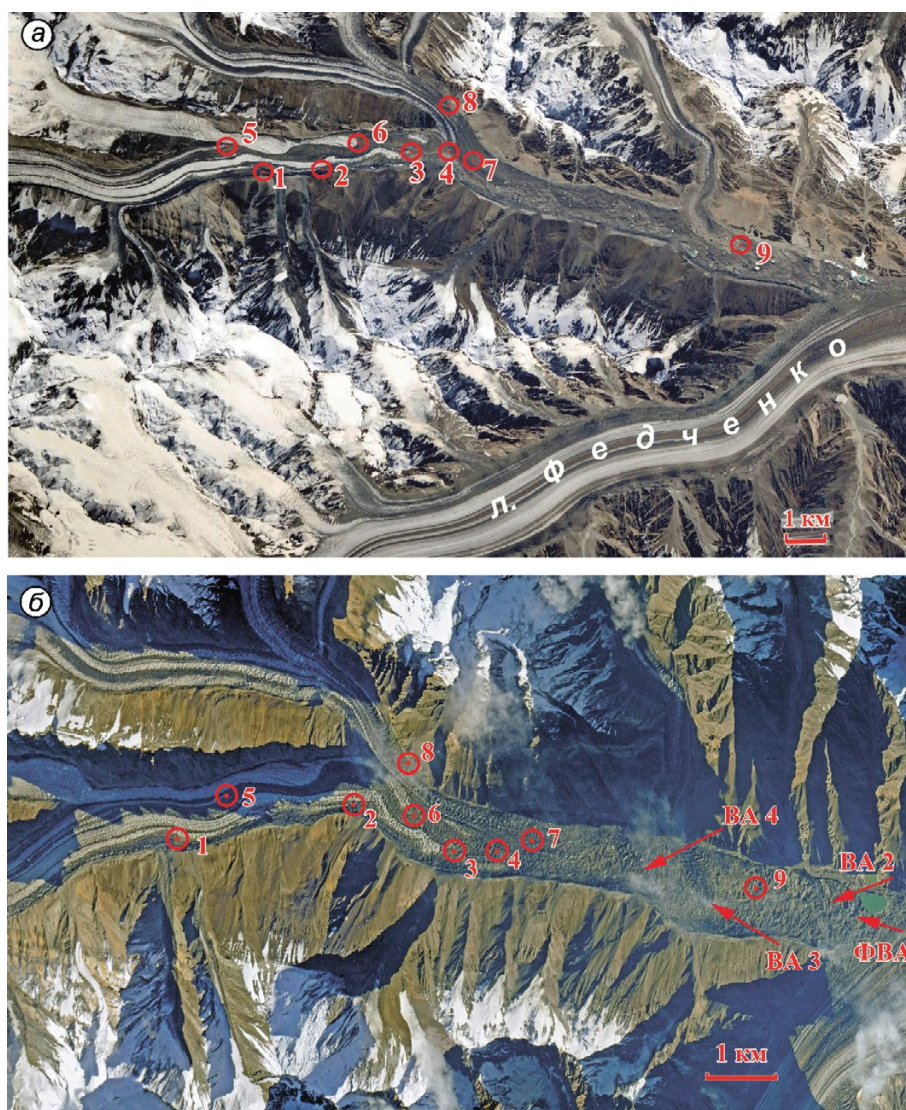


Рис. 4. Ледник Бивачный 31 августа 2012 г. (а) и 30 августа 2014 г. (б).

ФВА — положение фронтальной волны активизации ранее омертвевшей нижней зоны языка. ВА2, ВА3, ВА4 — соответственно положения второй, третьей и четвёртой волн активизации — следов внутренней подвижки ледника

Fig. 4. View of Bivachny Glacier on August 31, 2012 (а) and on August 30, 2014 (б).

ФВА shows position of the frontal wave of earlier dead zone of the glacier tongue. BA2, BA3, BA4 are positions of second, third, and fourth waves of activation, i.e. traces of internal surge

как последний, обладая плотным моренным чехлом, перекрывает и маскирует ледники № 77 и 78.

Самое заметное противодействие активных ветвей ледника Бивачного обнаружено в том месте, где происходит контакт потоков № 77–79 с ледником № 83. Этот приток активизировался с запозданием, лишь в 2012 г. За три года его фронтальная часть прошла путь в 1460 м. Ледник № 83 так плотно перекрывает движение всего ледника Бивачного, что потоки льда главного ствола резко отклоняются вправо со значительным подъёмом поверхности. Особенно наглядно это проявилось во фронтальной части объединённой ветви ледников № 77–79, которая вначале прошла путь около 1 км, но упёрлась в тело ледника № 83. С середины лета 2013 г. эта ветвь преодолела барьер ледника № 83 и не только наверстала отставание от

других потоков, но продвинулась на 3610 м. В результате дальность продвижения этой ветви оказалась максимальной — 4620 м. К осени 2014 г. поток № 76 максимально продвинулся на 4130 м. Его зигзагообразное тело остановилось перед доминирующим во всей системе объединённым потоком ледников № 77–80, закрыв следы своей предыдущей пульсации (см. рис. 4, б).

Первая волна активизации всего языка ледника Бивачного произошла в нижней части языка зимой 2013/14 г. (в сентябре 2013 г. её следов на космических снимках ещё нет, а на фото, сделанном с МКС 2 мая 2014 г., мы обнаружили её в 2800 м от ледника Федченко). Следующая волна активизации дешифрована в 570 м выше по главному стволу. На всех летних снимках 2014 г. хорошо дешифрируются четыре



Рис. 5. Правый край ледника Бивачного в 2,5 км от места слияния с ледником Федченко. 24 августа 2014 г. Фото С. Романенкова

Fig. 5. View of the right edge of the Bivachny Glacier in 2.5 km from a point of its confluence with the Fedchenko Glacier. August 24, 2014. Photo by S. Romanenkov

следующие одна за другой волны активизации, которые проявляются высокими валами, пролегающими от одного края ледника до другого.

К 26 июня, т.е. за 55 дней, фронтальная волна, вздымая и активизируя нижнюю мёртвую зону ледника Бивачного, прошла путь в 1640 м от своего позиционирования на дату 2 мая 2014 г. со скоростью 30 м/сут. и начала тормозить. К 30 августа первая волна пульсации приблизилась ещё на 280 м. На рис. 4, б показано положение фронтальной (ФВА) и трёх следующих волн активизации (ВА2, ВА3, ВА4). Рис. 5 даёт представление о том, как выглядела правая сторона языка ледника Бивачного 24 августа 2014 г. К 21 октября 2014 г. фронт подвижки достиг ледника Федченко, преодолев последние 50 м, и остановился. На рис. 6 показана высоко поднятая поверхность ранее мёртвой зоны языка ледника Бивачного. Снимок сделан туристами с правого склона на расстоянии от ледника Федченко около полукилометра.

Закключение

16 и 21 марта 2015 г. ледники Бивачный и Федченко сфотографированы с российского спутника «Ресурс-П» с разрешением на местности 0,7 м (рис. 7). Анализ этих снимков показал, что фронт подвижки в зимнее время не продвинулся, однако в зоны второй, третьей и четвертой волн активизации поступили значительные порции льда и поверхность ледника здесь заметно повысилась. Вероятность продолжения подвижки ледника Бивачного невелика, но в случае его активизации летом и давления на лед-

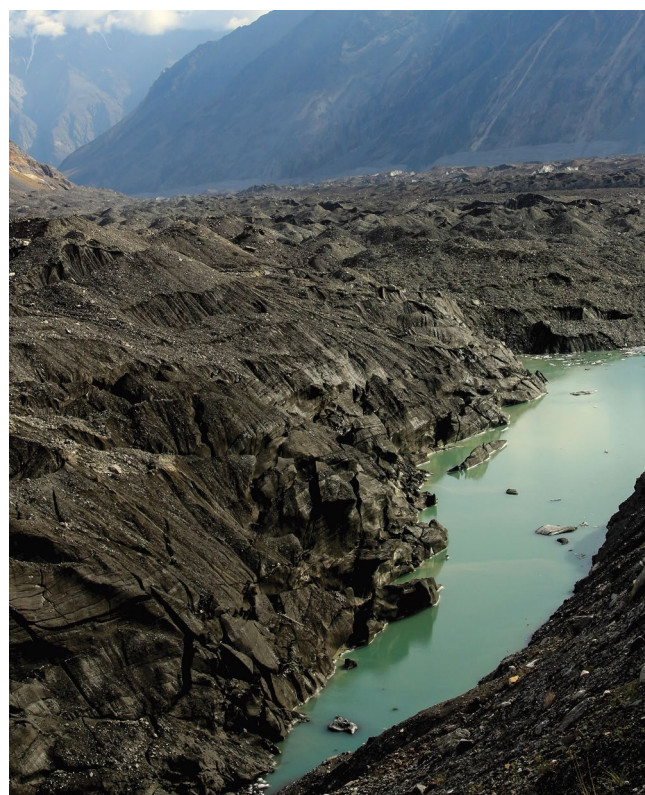


Рис. 6. Активная нижняя часть ледника Бивачного в 500 м от ледника Федченко 24 августа 2014 г. Фото С. Романенкова

Fig. 6. Active lower part of the Bivachny Glacier in 500 m from the Fedchenko Glacier on August 24, 2014. Photo by S. Romanenkov

ник Федченко произойдёт нарушение подлёдных каналов стока в левой части ледника, что может вызвать их временную закупорку с последующим прорывом этого препятствия. Заме-

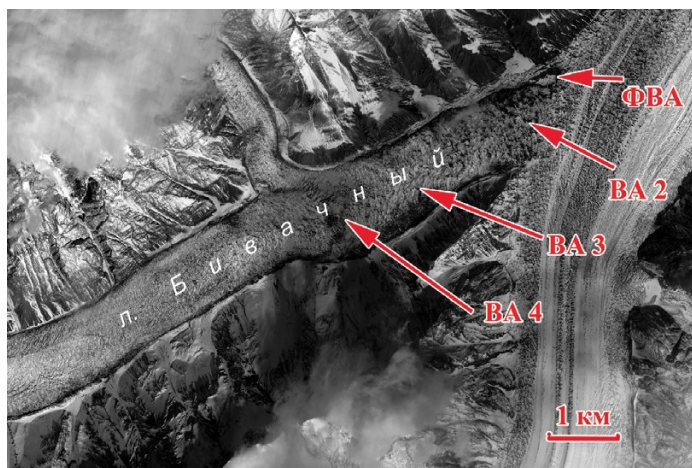


Рис. 7. Нижняя область ледника Бивачного в месте его слияния с ледником Федченко 16 марта 2015 г. Фотоснимок с космического аппарата «Ресурс-П» с разрешением на местности 0,7 м

Fig. 7. Lower area of the Bivachny Glacier in the place of its confluence with the Fedchenko Glacier on March 16, 2015. Photograph was made from the satellite «Resurs-P», resolution on the surface is 0.7 m

тим, что в ряде случаев диаметр подлёдных каналов стока в леднике Федченко достигает 5–6 м. В долину р. Сельдары и далее в долину р. Сурхоб может пойти паводковая волна.

Литература

1. Антонова С.Ю., Десинов Л.В., Котляков В.М., Михайлов В.М., Суслов В.Ф. Возможности использования мелкомасштабных космических снимков для изучения динамики ледников // МГИ. 1977. Вып. 30. С. 146–160.
2. Каталог ледников СССР: Т. 14. Вып. 3. Ч. 8а. Бассейн р. Муксу (А – система ледника Федченко).
3. Корженевский Н.Л. Муксу и ее ледники: Тр. гидромет. отдела Средне-Азиатского метеорол. ин-та. Т. 1. Вып. 1. Ташкент, 1927 // Геоморфология и оледенение Памиро-Алая. Ташкент, 1979. С. 29–88.
4. Котляков В.М., Десинов Л.В., Долгушин Л.Д., Роттаев К.П., Цветков Д.Г. Инструкция по составлению Каталога пульсирующих ледников СССР // МГИ. 1982. Вып. 44. С. 208–234.
5. Осипова Г.Б., Цветков Д.Г. Роль подпруживания в динамике сложных горных ледников. Ледники Бивачный и Сугран, Центральный Памир // МГИ. 1999. Вып. 86. С. 133–141.
6. Осипова Г.Б., Цветков Д.Г. Исследование динамики сложных ледников по дистанционным материалам // Оледенение Северной и Центральной Евразии в современную эпоху. М.: Наука, 2006. С. 254–269.
7. Яценко В.С. В горах Памира. М.: Географгиз, 1950. 192 с.

Summary

Bivachny Glacier is located in the Pamir, in the River Muksu basin. It is the Republic Tadzhikistan territory. Its length is 30 km, and the area exceeds 165 km². This glacier is the main tributary of the Fedchenko Glacier which is the very largest (77 km long) glacier of Eurasia. A distinguishing feature of the Bivachny Glacier is the high mobility of all its ice branches. At any time, one, two or several of these flows are surging. As a rule, pulsations of the branches die out on the Bivachny main body and don't reach the Fedchenko Glacier. Previous surge of this glacier took place in 1972–1976 during which changes of the pattern of all loop-like morainic ridges clearly manifested due to their consecutive compressions and expansions. In succeeding years, some lakes appeared and disappeared near both the glacier edges. For 1976–2012, the «dead» zone of the glacier increased up to 7 km.

Many hundreds of photographs were taken from national orbital stations after 1976, and since 2001 this glacier was regularly photographed from the Russian segment of International Space Station in framework of the program «Hurricane». For 15 years, the cosmonauts made more than 120 photographs of the glacier. It had been found that before 2007, i.e. during 31 years, the activation of several branches of the Bivachny Glacier was not significant, and these pulsations died out rather quickly.

As it followed from observations and the cosmic survey, large surges of different branches of the Bivachny Glacier took place in 2007–2014. This article presents results of analysis of advances of different branches of the Bivachny Glacier. In March of 2015, the glaciers Bivachny and Fedchenko were photographed by the Russian satellite «Resourse-P» with the space resolution on the surface of 0.7 m. One can see from these data that the front part of the surge did not move further down however in two zones of activation the glacier surface continued to rise. A probability of continuation of this surge is not high but in a case of its further activation the meltwaters can break through the runoff channels in the Fedchenko Glacier. Since diameters of these channels reach 5–6 m, such breakthroughs can cause a flood wave downstream the river Surkhob.

Новое научное открытие в области гляциологии New scientific discovery in the field of glaciology

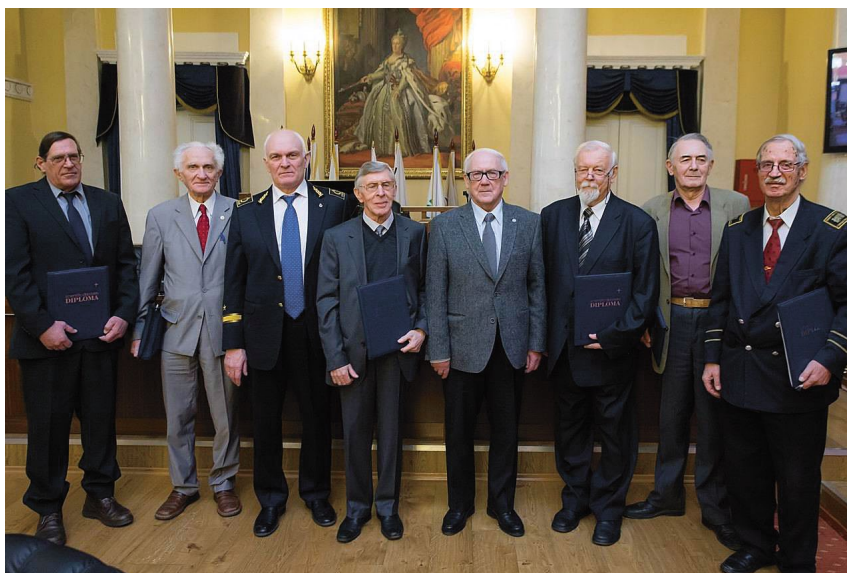
3 марта 2015 г. в Национальном минерально-сырьевом университете «Горный» Санкт-Петербурга состоялось вручение дипломов коллективу авторов научного открытия **«Явление послойного течения масс льда ледникового покрова Антарктиды»**. Решение было принято уполномоченными органами Российской академии естественных наук — Международной академией авторов научных открытий и изобретений и Международной ассоциацией авторов научных открытий. Научное открытие установлено на основании результатов научной экспертизы заявки на открытие № А-601 от 2 декабря 2012 г. **Авторы открытия:**

Литвиненко Владимир Стефанович
Марков Алексей Николаевич
Котляков Владимир Михайлович
Зотиков Игорь Алексеевич
Кудряшов Борис Борисович
Путиков Олег Федорович

Дмитриев Дмитрий Николаевич
Голубев Владимир Николаевич
Леонов Михаил Георгиевич
Лукьянов Алексей Владимирович
Блинов Константин Викторович
Лукин Валерий Владимирович

Формула открытия: «Экспериментально установлено неизвестное ранее явление послойного течения масс льда ледникового покрова Антарктиды (на глубине до 500 м), заключающееся в индивидуальном изменении с глубиной в каждом субгоризонтальном слое скорости и направления течения льда, в том числе немономонном для соседних слоев, обусловленное изменяющейся во времени и пространстве структурой ледникового покрова».

Приоритет открытия: 1991 год — по дате публикации статьи «Зоны динамической активности в ледниковом покрове Антарктиды в районе ст. Восток» (Антарктика. Доклады Комиссии. М.: Наука, 1991. Вып. 29). Решение принято 2 декабря 2014 г.



На фотографии слева направо: К.В. Блинов — генеральный директор ООО «Теллур Северо-Запад», В.М. Котляков — директор Института географии РАН, В.С. Литвиненко — ректор Национального минерально-сырьевого университета «Горный», В.Н. Голубев — ведущий научный сотрудник научно-исследовательской лаборатории снежных лавин и селей МГУ имени М.В. Ломоносова, В.В. Потоцкий — Президент Международной академии авторов научных открытий и изобретений, В.В. Лукин — начальник Российской антарктической экспедиции, Д.Н. Дмитриев — ведущий геофизик ООО НПЦ «Геомир», О.Ф. Путиков — профессор кафедры геофизических и геохимических методов поисков и разведки месторождений полезных ископаемых Национального минерально-сырьевого университета «Горный».

Пан-евразийский эксперимент: PEEX – отклик научного сообщества на изменение климата и окружающей среды Северной Евразии

Свыше 200 учёных из Европы, России и Китая собрались в феврале этого года в Хельсинки на первой научной конференции *Pan-Eurasian Experiment* (PEEX), программа которой впервые была опубликована в полном объёме. PEEX – междисциплинарный проект, рассчитанный на десятки лет и нацеленный на фундаментальные проблемы окружающей среды, включая её взаимодействия с экономикой и технологическим развитием.

«Наиболее острые проявления глобального потепления, влекущие за собой изменения экосистем, наблюдаются в Арктике и в лесной зоне умеренных широт Евразии – в областях, недостаточно и крайне неравномерно покрытой регулярными наблюдениями, – говорит руководитель проекта Маркку Кулмала, профессор Хельсинкского университета. – Это и есть главная причина, по которой прогнозы, основанные на климатических моделях, всё ещё во многом несовершенны. До сих пор не вполне ясны механизмы взаимодействия атмосферы с земной и водной поверхностью, в особенности в Арктике. Недостаточно и понимание обратных связей между климатом и обществом. Проект PEEX призван восполнить эти обширные пробелы. С практической точки зрения он направлен на получение знаний, необходимых для сохранения нормальных условий жизни людей в условиях изменений климата и загрязнения окружающей среды».

Цепь станций от Скандинавии через Сибирь до Китая

PEEX задуман как постоянно действующая инфраструктура, предусматривающая регулярное наблюдение взаимодействий между атмосферой, почвой, растительностью, водоёмами и антропогенными ландшафтами с помощью наземных станций и дистанционного наблюдения земной поверхности и атмосферы из космоса, предоставляющих информацию для фундаментальных и прикладных исследований. На первом этапе предусматриваются техническое развитие существующих станций и обеспечение их взаимной

The «PAN-EURASIAN EXPERIMENT» searches for solutions to northern climate and environmental issues

Around two hundred European, Russian and Chinese scientific leaders and researchers gathered only recently in Helsinki, Finland for a conference on the Pan-Eurasian Experiment (PEEX). PEEX is a multi-disciplinary, multi-decadal research program for the Northern and Arctic areas. It mostly involves basic research in the natural sciences, but is also expected to produce concrete and technical solutions for environmental problems.

«Global warming and other comparable ecosystem changes have dramatic effects in the Arctic and Boreal regions. These are also the regions on which we have the least information», states the primus motor of the PEEX program, academy professor Markku Kulmala. «These are among the fundamental reasons for why, for example, climate models are still in many respects incomplete. PEEX is intended to fill these gaps in our knowledge».

«In addition», says Kulmala, «we want to support the people whose livelihoods and culture are threatened by climate change. Their adaptation can be assisted for example by improving devices and systems for early warning about extreme weather events».

A chain of research stations from Scandinavia over Siberia to China

In order to understand the couplings between the atmosphere, vegetation and the soil, measurement data with high regional coverage are required. The same applies to understanding feedbacks between climate and society. These data can be obtained, for example, from observation stations, or using remote sensing equipment such as satellites.

Therefore, one of the goals of PEEX is to build and equip an extensive chain of observation stations from Scandinavia, over Siberia, to China. In the early stage of this subproject, the plan is to focus on the technical improvement and harmonizing of existing observation

согласованности, а затем — строительство и оснащение новых станций.

«Столь многопрофильный и крупномасштабный проект как PEEH может быть осуществлён лишь при активной поддержке правительств, местных администраций и гражданского общества, — говорит соруководитель проекта С.С. Зилитинкевич, профессор Финского метеорологического института и Московского университета. — Обществу необходимо повысить уровень знаний в области окружающей среды. Поэтому PEEH включает в себя модернизацию высшего, а в перспективе и школьного образования в этой области. Кроме того, мы стремимся привлечь государственные организации и частные компании, чья деятельность так или иначе связана с проблемами окружающей среды. Ряд компаний уже выразил свою заинтересованность, а некоторые уже включаются в работу как полноправные участники проекта».

Инициатива, сравнимая с CERN

По масштабу инвестиций и ожидаемых результатов PEEH сопоставим с Европейским исследовательским центром по физике элементарных частиц CERN.

«Суммарная стоимость PEEH составит сотни миллионов евро. Создание лишь одной наблюдательной станции нового типа обходится, помимо затрат на содержание, примерно в двадцать миллионов евро. CERN, созданный 60 лет назад, был в своё время крупнейшей научной инвестицией; в то же время его результаты превзошли все ожидания как в научном, так и в коммерческом отношении, — напоминает М. Кулмала. — Наш проект также нацелен в неизведанную область знания и также продиктован неотложными практическими нуждами. Современный уровень знаний о многих физических, химических и биологических процессах в окружающей среде от атомарного и молекулярного масштабов до глобального — категорически недостаточен. В условиях угрожающего изменения среды нашего обитания и уязвимости всех сфер современной жизни к этим изменениям PEEH обретает первостепенное значение».

М. Кулмала — наиболее цитируемый в мире учёный в области наук о Земле. В *Nature* и *Science* опубликовано свыше двух десятков его статей. Благодаря усилиям возглавляемого им Отделения атмосферных наук Хельсинкского университета

stations, like the ones in Tiksi and Tomsk. The compatibility of all the stations of the planned network is of extreme importance.

Hundreds of physicists, chemists and bioscientists have participated in creating the PEEH program. If the planned network of observation stations is realized, engineers, as well as construction and logistics professionals, will be needed as well.

«A multi-disciplinary program such as PEEH can only be carried out with the support of several governments», says Professor Sergej Zilitinkevich from the Finnish Meteorological Institute. Along with Kulmala, he is one of the driving forces of the PEEH program. «We hope that also the business community, individual companies and civil society will participate in PEEH», Zilitinkevich adds.

Until now, several world-wide science organizations like IIASA (International Institute for Applied System Analysis) and IEAS (the International Eurasian Academy of Sciences) have joined PEEH.

An investment comparable to CERN

The scale and possible results of the PEEH project are comparable to the founding of the European particle physics research centre CERN 60 years ago.

«The total cost of PEEH will be in the hundreds of millions of euros. For example, building a single observation station costs about twenty million euros, not including maintenance and personnel costs. CERN was also once, and still remains, a huge investment, but it has produced more than expected — both in terms of strictly scientific criteria, and in terms of commercial applications», reminds Kulmala. «In PEEH, we are truly charting the unknown. We only have inkling about many atmospheric phenomena on the molecular and atomic scales, and often not even that. We may not, at the moment, even know how to ask the right questions».

The atmospheric science research group led by Kulmala has already achieved much: Kulmala is the world's most highly cited geoscientist, and many of the results of his group have been published in journals such as *Science* and *Nature*. The group has built five observation sta-

создан прототип наблюдательной станции нового поколения. Пять таких станций в Финляндии, одна в Эстонии и две в Китае уже функционируют в лесных и городских геосистемах, выполняя одновременно и измерения, и научные исследования.

РЕЕХ возник по инициативе Хельсинкского университета и Финского метеорологического института — в Финляндии, Московского университета, института АЭРОКОСМОС и ряда институтов Академии наук — в России. В настоящий момент в этом проекте участвует свыше ста организаций Европы, России и Китая, а также Международный институт системного анализа (IIASA) и Международная академия наук Евразии (IEAS).

tions in Finland. The most famous of these is located in Hyttiälä. In addition, one station has been constructed in Järvselja in Estonia, and one in Nanjing in China.

The observation stations are superbly equipped high-technology laboratories placed in the field in order to measure material and energy flows in the environment, such as radiation or the exchange of gases by plants. Building on their basic research, Kulmala's group has also developed industrial applications such as particle counters. This group includes physicists and chemists, as well as biological and social scientists, from all over the world. Kulmala himself works as a professor of physics at the University of Helsinki.

Дополнительная информация — Further information: <http://www.atm.helsinki.fi/peex/>
Markku Kulmala, academy professor, +858-40-5962311, markku.kulmala@helsinki.fi
Sergej Zilitinkevich, professor, +358-50-5732203, sergej.zilitinkevich@fmi.fi
Hanna Lappalainen, research co-ordinator, +358-50 434 1710, hanna.k.lappalainen@helsinki.fi
Mai Allo, research assistant, +358-50 319 9584, mai.allo@helsinki.fi

Подписано в печать 05.05.2015 г. Выход в свет 31.05.2015 г. Формат 60 × 88¹/₈
Цифровая печать Усл.печ.л. 18.0 Усл.кр.-отт. 9.9 тыс. Уч.-изд.л. 18.0 Бум.л. 9.0
Тираж 300 экз. Зак. 183 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