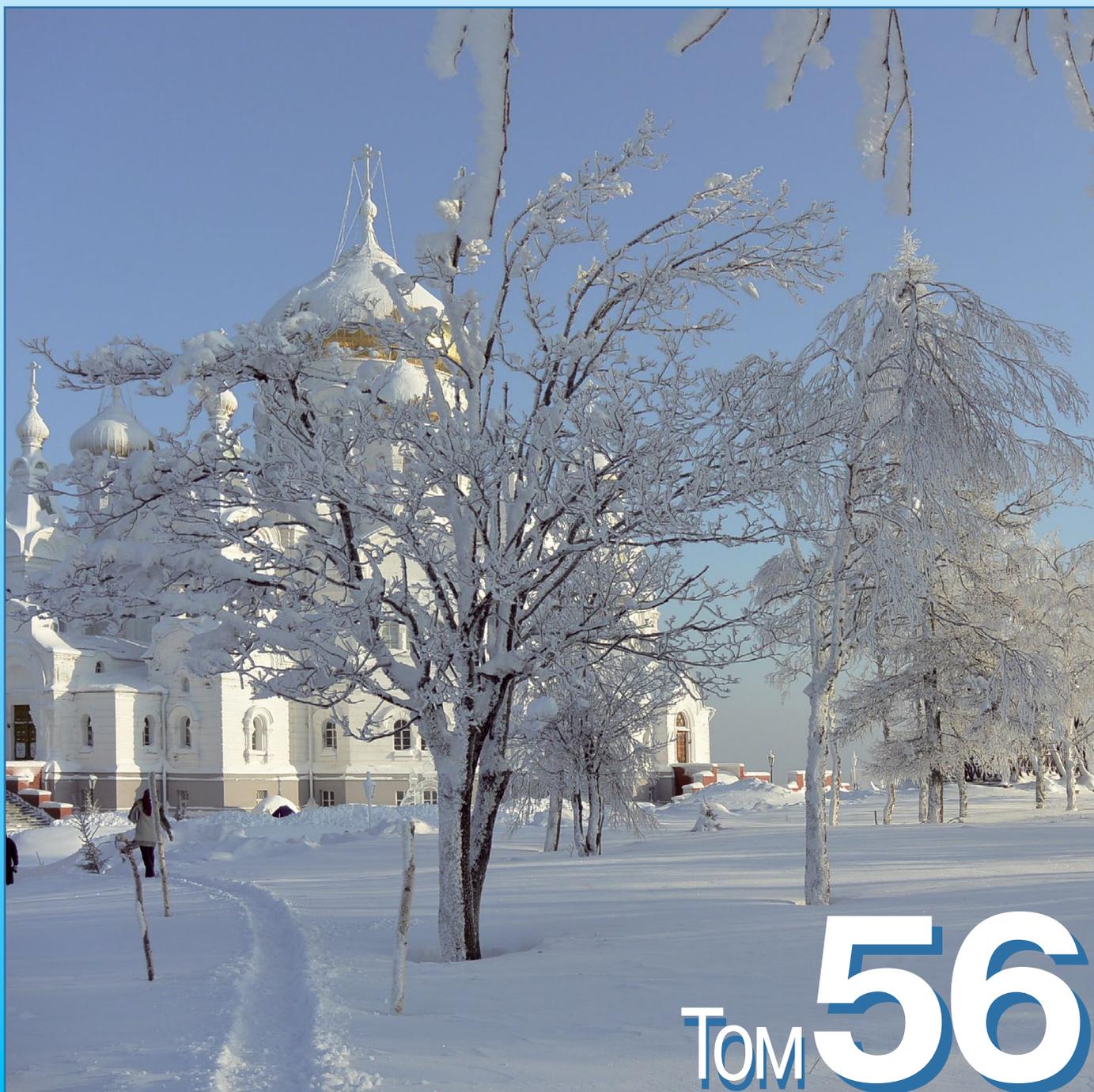


ISSN 2076-6734 (Print)
ISSN 2412-3765 (Online)



Лёд и Снег Ice and Snow



Том **56**
№ **4**, 2016

 НАУКА

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

Состав редколлегии:

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

Члены редколлегии:

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

Editorial Board:

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

Members of the editorial board:

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

В подготовке журнала к печати принимали участие:

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

Адрес редакции журнала «Лёд и Снег»:

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

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

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

Фото на обложке: Изморозь на деревьях в саду Белогорского монастыря
в Пермском крае. Конец января 2016 г.
Фото В.М. Котлякова.

Photo on the cover: Frost on trees in the Belogorsk Monastery garden,
the Perm region. End of 2016.
Photo by V.M. Kotlyakov.

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
ИНСТИТУТ ГЕОГРАФИИ



RUSSIAN ACADEMY OF SCIENCES
INSTITUTE OF GEOGRAPHY

РУССКОЕ
ГЕОГРАФИЧЕСКОЕ ОБЩЕСТВО



RUSSIAN
GEOGRAPHICAL SOCIETY

Лёд и Снег

Том 56, № 4, 2016

Ice and Snow



МОСКВА НАУКА

MOSCOW NAUKA

2016

Contents

Glaciers and Ice Sheets

- D.A. Ganyushkin, D. Otgonbayar, K.V. Chistyakov, E.P. Kunaeva, I.V. Volkov.* Recent glacierization of the Tsambagarav ridge (North-Western Mongolia) and its changes since the Little Ice Age maximum 437
- V.G. Kononov, N.V. Pimankina.* Spatial-temporal variability of water balance components in the North area of the Zailiisky Alatau Range 453
- M.D. Dokukin, A.V. Khatkutov.* Lakes near the glacier Maliy Azau on the Elbrus (Central Caucasus): dynamics and outbursts 472
- A.Ya. Muraviev, Ya.D. Muraviev.* Fluctuations of glaciers of the Klyuchevskaya group of volcanoes in the 20th –21st centuries 480

Snow Cover and Avalanches

- A.Yu. Mikhailov, A.N. Zolotokrylin, T.B. Titkova.* Winter positions of Arctic front during periods of cooling and warming 493
- V.V. Zhdanov.* Experimental method to predict avalanches based on neural networks 502

Ground Ice and Icings

- V.M. Lytkin, A.A. Galanin.* Rock glaciers in the Suntar-Khayata Range 511

Sea, River and Lake Ice

- V.A. Borodkin, A.P. Makshtas, P.V. Bogorodsky.* Coastal fast ice in the Shokalski Strait 525

Palaeoglaciology

- N.V. Vakulenko, V.M. Kotlyakov, F. Parrenin, D.M. Sonechkin.* A study of different-scale relationship between changes of the surface air temperature and the CO₂ concentration in the atmosphere 533

Applied Problems

- A.V. Sosnovsky, I.I. Kontorovich.* The calculation of desalination of mineralized porous ice at thawing 545
- A.F. Renkel.* Importance of ice for the «White Olympics» 555

Travels, Discoveries

- V.M. Kotlyakov, Yu.Ya. Macheret.* Fifty years of geophysical researches of glaciers in Institute of Geography, the Russian Academy of Sciences, 1966–2016. 561
- Contents of four issues of the Journal for 2016 436, 575, 576

Содержание

Ледники и ледниковые покровы

- Д.А. Ганюшкин, Д. Отгонбаяр, К.В. Чистяков, Е.П. Кунаева, И.В. Волков.* Современное оледенение хребта Цамбагарав (северо-западная Монголия) и его изменение с максимума малого ледникового периода 437
- В.Г. Коновалов, Н.В. Пиманкина.* Пространственно-временное изменение составляющих водного баланса на северном склоне Заилийского Алатау 453
- М.Д. Докукин, А.В. Хаткутов.* Озёра у ледника Малый Азау на Эльбрусе: динамика и прорывы 472
- А.Я. Муравьев, Я.Д. Муравьев.* Колебания ледников Ключевской группы вулканов во второй половине XX – начале XXI вв. 480

Снежный покров и снежные лавины

- А.Ю. Михайлов, А.Н. Золотокрылин, Т.Б. Титкова.* Положения арктического фронта в периоды похолодания и потепления Арктики 493
- В.В. Жданов.* Экспериментальный метод прогноза лавин на основе нейронных сетей 502

Подземные льды и наледи

- В.М. Лыткин, А.А. Галанин.* Каменные глетчеры хребта Сунтар-Хаята 511

Морские, речные и озёрные льды

- В.А. Бородкин, А.П. Макшас, П.В. Богородский.* Припайный лёд в прибрежной части пролива Шокальского 525

Палеогляциология

- Н.В. Вакуленко, В.М. Котляков, Ф. Парренин, Д.М. Сонечкин.* Исследование разномасштабных взаимосвязей между изменениями приземной температуры воздуха и концентрации CO₂ в атмосфере 533

Прикладные проблемы

- А.В. Сосновский, И.И. Конторович.* К расчёту опреснения минерализованного пористого льда при таянии 545
- А.Ф. Ренкель.* Роль льда в «Белых олимпиадах» 555

Путешествия, открытия

- В.М. Котляков, Ю.Я. Мачерет.* 50 лет геофизических исследований ледников в Институте географии АН СССР/РАН (1966–2016) 561
- Содержание журнала за 2016 год 436, 575, 576

Содержание журнала за 2016 год*

doi:10.15356/2076-6734-2016-4-436

Ледники и ледниковые покровы

- Банцев Д.В., Ганюшкин Д.А., Екайкин А.А., Чистяков К.В.* Изотопно-геохимические исследования нивально-гляциальных систем горного массива Табын-Богдо-Ола (Западная Монголия). С. 169–176.
- Большаинов Д.Ю., Соколов В.Т., Ёжиков И.С., Булатов Р.К., Рачкова А.Н., Федоров Г.Б., Парамзин А.С.* Условия питания и изменчивость ледников архипелага Северная Земля по результатам наблюдений 2014–2015 гг. С. 358–368.
- Буданцева Н.А., Мавлюдов Б.Р., Чижова Ю.Н., Васильчук Ю.К.* Изотопно-кислородный состав льда ледника № 30 в горах Сунтар-Хаята. С. 20–28.
- Ганюшкин Д.А., Отгонбаяр Д., Чистяков К.В., Кунаева Е.П., Волков И.В.* Современное оледенение хребта Цамбагарав (северо-западная Монголия) и его изменение с максимума малого ледникового периода. С. 437–452.
- Ганюшкин Д.А., Чистяков К.В., Кунаева Е.П., Волков И.В., Банцев Д.В.* Современное оледенение хребта Чихачева (Юго-Восточный Алтай) и его динамика после максимума малого ледникового периода. С. 29–42.
- Голобокова Л.П., Польшкин В.В., Онищук Н.А., Хуриганова О.И., Тихомиров А.Б., Терпугова С.А., Польшкин В.В., Турчинович Ю.С., Радионов В.Ф.* Химический состав аэрозоля в приземном слое прибрежной зоны Восточной Антарктиды. С. 177–188.
- Докукин М.Д., Хаткутов А.В.* Озёра у ледника Малый Азау на Эльбрусе: динамика и прорывы. С. 472–479.
- Епифанов В.П.* Физическое моделирование режимов движения ледников. С. 333–344.
- Коновалов В.Г., Пиманкина Н.В.* Пространственно-временное изменение составляющих водного баланса на северном склоне Заилийского Алатау. С. 453–471.
- Мавлюдов Б.Р., Ананичева М.Д.* Ледники северного массива гор Сунтар-Хаята: современное состояние и динамика с конца 1950-х годов. С. 345–357.
- Марков А.Н., Dahl-Jensen D., Котляков В.М., Голубев В.Н., Леонов М.Г., Лукин В.В.* Динамика покровных ледников Антарктиды и Гренландии по результатам скважинных, радиолокационных и космических наблюдений. С. 309–332.
- Муравьев А.Я., Муравьев Я.Д.* Колебания ледников Ключевской группы вулканов во второй половине XX – начале XXI вв. С. 480–492.
- Рыбак О.О., Володин Е.М., Невечера А.П., Морозова П.А., Каминская М.М.* Расчёт расхода массы Гренландского ледникового щита в модели земной системы. С. 293–308.
- Сосновский А.В., Мачерет Ю.Я., Глазовский А.Ф., Лаврентьев И.И.* Гидротермическая структура политер-

- мического ледника на Шпицбергене по данным измерений и численного моделирования. С. 149–160.
- Торопов П.А., Михаленко В.Н., Курузов С.С., Морозова П.А., Шестакова А.А.* Температурный и радиационный режим ледников на склонах Эльбруса в период абляции за последние 65 лет. С. 5–19.
- Чижова Ю.Н., Рец Е.П., Васильчук Ю.К., Токарев И.В., Буданцева Н.А., Киреева М.Б.* Два подхода к расчёту расчленения гидрографа стока реки с ледниковым питанием с помощью изотопных методов. С. 161–168.

Снежный покров и снежные лавины

- Волчек А.А., Костюк Д.А., Петров Д.О.* Оценка водного эквивалента снега по данным пассивного микроволнового сканирования земной поверхности с использованием искусственных нейронных сетей для территории Российской Федерации. С. 43–51.
- Жданов В.В.* Экспериментальный метод прогноза лавин на основе нейронных сетей. С. 502–510.
- Михайлов А.Ю., Золотокрылин А.Н., Титкова Т.Б.* Положение арктического фронта в периоды похолодания и потепления Арктики. С. 493–501.
- Осокин Н.И., Сосновский А.В.* Динамика параметров снежного покрова, влияющих на устойчивость многолетней мерзлоты на архипелаге Шпицберген. С. 189–198.
- Осокин Н.И., Сосновский А.В.* Пространственное распределение термического сопротивления снежного покрова на территории России и его влияние на промерзание и протаивание грунтов. С. 52–60.
- Турков Д.В., Сократов В.С.* Расчёт характеристик снежного покрова равнинных территорий с использованием модели локального теплообмена SPONSOR и данных реанализа на примере Московской области. С. 369–380.
- Чернов Р.А.* Метаморфизм и термические свойства свежеснежного покрова (по исследованиям в Подмосковье). С. 199–206.

Подземные льды и наледи

- Калужный И.Л., Лавров С.А.* Влияние климатических изменений на глубину промерзания почв в бассейне р. Волга. С. 207–220.
- Лыткин В.М., Галанин А.А.* Каменные глетчеры хребта Сунтар-Хаята. С. 511–524.
- Малахова В.В., Голубева Е.Н.* Оценка устойчивости состояния мерзлоты на шельфе Восточной Арктики при экстремальном сценарии потепления в XXI в. С. 61–72.
- Шепелев В.В.* О преимуществах бассейнового подхода при изучении закономерностей распространения наледей. С. 381–386.

*Окончание на странице 576.

Ледники и ледниковые покровы

УДК 551.324.

doi:10.15356/2076-6734-2016-4-437-452

Современное оледенение хребта Цамбагарав (северо-западная Монголия) и его изменение с максимума малого ледникового периода

© 2016 г. Д.А. Ганюшкин^{1*}, Д. Отгонбаяр², К.В. Чистяков¹, Е.П. Кунаева³, И.В. Волков¹^{1*}Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Россия;²Ховдский университет, г. Ховд, Монголия;³Ленинградский государственный университет имени А.С. Пушкина, Санкт-Петербург, Россия^{1*}Ganushkinspbgu@mail.ru

Recent glacierization of the Tsambagarav ridge (North-Western Mongolia) and its changes since the Little Ice Age maximum

D.A. Ganyushkin^{1*}, D. Otgonbayar², K.V. Chistyakov¹, E.P. Kunaeva³, I.V. Volkov¹^{1*}Saint-Petersburg State University, St. Petersburg, Russia; ²Khovd University, Khovd, Mongolia;³Pushkin Leningrad State University, St. Petersburg, Russia^{1*}Ganushkinspbgu@mail.ru

Received March 18, 2016

Accepted August 31, 2016

Keywords: arid climate, flat-top and valley glaciers, glacier dynamics, Little Ice Age, north-western Mongolia.

Summary

Characteristics of glacierization of the Tsambagarav mountain ridge were determined on the basis of images obtained from satellites Corona, Landsat-5, Spot-4, Landsat-8 together with results of field investigations. Inventories of glaciers located on the ridge had been prepared for three time periods: 1968, 2006, and 2015. Glacierization of the ridge during the Little Ice Age (LIA) maximum was then reconstructed. In 2015, 67 glaciers formed the ridge glacierization with their total area 68.41 km². Mean weighed altitude of the firn line averaged 3748 m. The flat-top glaciers accounted for almost 40% of the glacierization area, and the glaciers composed 6 complexes. For the period of the LIA maximum, 73 glaciers had been reconstructed, their total area was 128.4 km², and the calculated firn line altitude – 3583 m; these glaciers were combined into two complexes where the flat-top glaciers predominated as well. By 1968, the area of the glacierization decreased by 36%, and the firn line altitude increased by 89 m. By 2006, area of glaciers decreased down to 71.32 km², and the firn line altitude increased more by 60 m. Finally, in 2006–2015, area of the glacierization contracted additionally by 2.91 km², and the firn line altitude still more increased by 16 m. Over the whole period from the LIA maximum, the flat-top glaciers reduced the most. The general rate of contraction of glaciers tends to increase. Reconstructed rates of retreating of the valley glaciers of the Tsambagarav ridge are similar to estimates of other researchers made for the nearest centers of glacierization. Continuation of the current trend to a rise of summer temperature and a growth of precipitation should result in primary fast degradation of the flat-top glaciers and reorganization of morphological structure of the glacierization.

Поступила 18 марта 2016 г.

Принята к печати 31 августа 2016 г.

Ключевые слова: аридный климат, динамика ледников, ледники, малый ледниковый период, северо-западная Монголия.

На основе полевых наблюдений и дешифрирования космических снимков составлены каталоги и карты современных ледников горного хребта Цамбагарав, существующих в условиях аридного климата северо-западной Монголии. Реконструированы положение, размеры и характеристики ледников хребта в малый ледниковый период и проанализированы особенности их последующего сокращения.

Введение

Хр. Цамбагарав вытянут с северо-запада на юго-восток приблизительно на 40 км. В плане он имеет форму треугольника, обращённо-

го широким основанием к северу (рис. 1). Границей гор Цамбагарав на севере и северо-востоке служит впадина бессточного оз. Баян-Нур (урез воды 1577 м), на северо-западе – урочище Омно-Олон-Нур (1750–1850 м) с многочис-

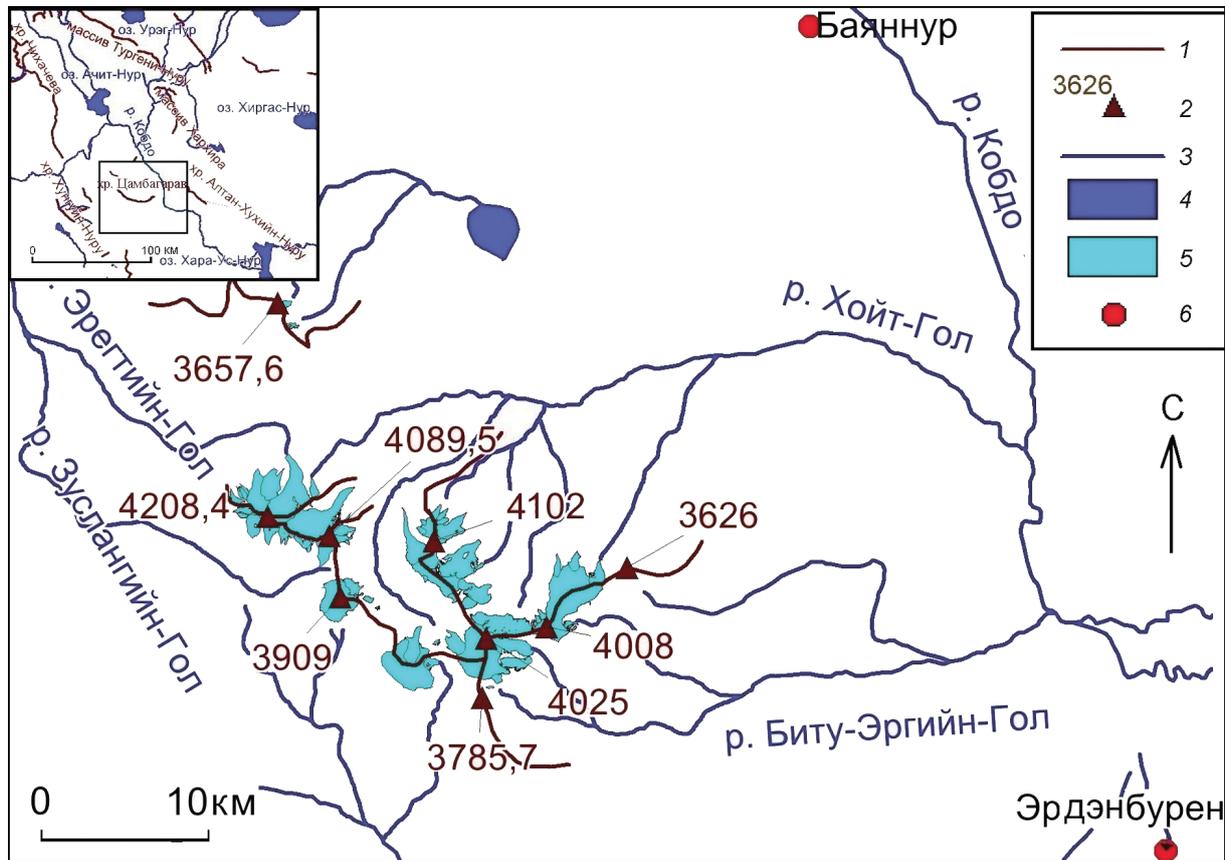


Рис. 1. Географическое положение хр. Цамбагарав:
 1 – горные хребты; 2 – горные вершины, м; 3 – реки; 4 – озёра; 5 – ледники; 6 – метеорологические станции

Fig. 1. Geographical position of the Tsambagarav range:
 1 – mountain ridges; 2 – mountain tops, m; 3 – rivers; 4 – lakes; 5 – glaciers; 6 – meteorological stations

ленными озёрами; вероятно, в прошлом здесь существовало более крупное озеро. На западе граница массива проходит по широкой долине р. Зуслангийн-Гол (2000–2200 м). Южная граница – нечёткая, а поверхность массива в этом направлении полого снижается. Наиболее выраженный в рельефе рубеж с этой стороны – долина р. Хонгор-Олонгийн-Гол (2350–2200 м), отделяющая хр. Цамбагарав от возвышений массива Сайрын-Ула. На востоке хребет постепенно снижается в направлении долины р. Кобдо, прорезающей его с севера на юг в интервале отметок уреза воды около 1300–1200 м.

В геоморфологическом отношении можно говорить о наличии двух параллельных друг другу ступеней. Уступ нижней ступени ограничивает массив с севера. Здесь наблюдается крутой склон, вероятно, обусловленный разломом, с высотой подножий около 2000 м и верхней частью на уровне 3200–3600 м (верхняя точка

3657,6 м), представляющей собой поверхность выравнивания. Высота поверхности выравнивания к югу постепенно снижается и к подножию второй ступени составляет 2500–3000 м. Вторая ступень также приурочена к разлому восточно-юго-восточного простирания с амплитудой высот более 1 км; этот разлом ограничивает с севера наиболее высокую часть хребта. Оледенение хребта полностью относится к бассейну р. Кобдо, за исключением двух малых ледников на северной периферии хребта, находящихся в бассейне бессточного оз. Баян-Нур.

Самая высокая часть горных сооружений Цамбагарав образована субширотным хребтом дугообразной формы, обращённым к югу и сочленяющимся в районе горы Хух-Нур с субмеридиональным хребтом. Субширотный хребет представляет собой уплощённое водораздельное пространство протяжённостью около 30 км и шириной от 2–3 до 0,5 км, находящееся в ин-

Таблица 1. Оценки оледенения хр. Цамбагарав по данным разных авторов*

Год, для которого приведены данные	Число ледников	Площадь оледенения, км ²	Материалы	Источник
1940-е, 1985?	5	115,9	?	[22]
1947–1950, 1972?	–	80,2	Аэрофотоснимки и топокарты	[23]
1948	–	105,1	Топокарта 1:100 000	[16]
1963	–	≈74,8	Космоснимки Corona	[16, 17]
Середина 1960-х?	18	25	Аэрофотоснимки 1:45 000	[3]
1987	61	84,8		[24]
1991	30	86,6	Landsat	[5]
1992	–	91,0		[4]
1998	30	76,6		[5]
2000	–	74,8		[16, 17]
2002	–	71,5		[4]
2002	51	72,51		[25]
2008	40	73,18		[1]
2011	27	69,3		[5]

*Прочерки – отсутствие данных о количестве ледников.

тервале высот 3600–4200 м, которое обрывается на север крутым уступом, подчёркнутым цирками и карами, до высоты около 3000 м; южный склон – относительно пологий. Субмеридиональный хребет в верхней части также имеет выровненный рельеф. Верхняя ступень на севере не превышает ширины 500 м, но к югу постепенно расширяется до 2,5–3,5 км. При этом высота осевой части с севера на юг постепенно снижается с 4100–4000 до 3600–3700 м. С запада и востока этот хребет ограничен крутыми уступами с хорошо выраженными цирками и карами.

Климатические особенности хр. Цамбагарав связаны с его положением в центральной части Евразии, характеризующейся малым годовым количеством осадков. Преобладает северо-западное направление основных влагонесущих потоков. Имеющиеся климатические данные относятся к предгорьям, где расположены гидрометеостанции (ГМС) Баяннур (примерно в 35 км к северо-востоку от ледниковой части хребта на высоте 1364 м) и Эрдэнбурен (высота 1250 м, 35 км к юго-востоку от ледников). Согласно данным ГМС Баяннур, средняя летняя температура составляет 16,5 °С, среднее годовое количество осадков – 87 мм (по данным измерений за 1995–2004 гг.); для ГМС Эрдэнбурен эти величины равны 16,6 °С и 78 мм соответственно (по данным измерений за 1962–2002 гг.) [1]. Ещё одна ГМС – Толбо расположена примерно в 45 км к юго-западу от ледников хребта на высоте 2111 м, но её данные не вполне точно ха-

рактеризуют климат этого центра оледенения, поскольку в результате её положения у крупного оз. Толбо-Нур среднее многолетнее количество осадков здесь составляет 333 мм (за 1966–2002 г.) при значительной для такой высоты средней летней температуре 13,7 °С [1].

Постановка проблемы

Схемы оледенения и оценки площадей ледников до сих пор делались на основе дистанционных наблюдений (табл. 1). Непосредственные наблюдения в пределах данного центра оледенения начаты сравнительно недавно [1, 2]. Несмотря на многочисленность имеющихся оценок, их точность часто ограничена исходным материалом. Наименее надёжны оценки, полученные по топографическим картам. Как показывает сопоставление топографических карт исследуемого района с одновозрастными космическими снимками, скопления снега и льда на первых не всегда можно идентифицировать как ледники. Нередко это – сезонный снег, наледи, а контуры собственно ледников показаны на картах часто упрощенно. В работе [3] оценивается только площадь сплошных фирновых полей. Оценки площадей и количества ледников у разных авторов сильно отличаются, что нельзя объяснить только разными датами снимков. Скорее всего, это связано с разными методиками и подходами к дешифрированию у разных авторов. Например, для

1991 и 1992 гг. оценки площади оледенения в работах [4] и [5] отличаются на $4,4 \text{ км}^2$, хотя, естественно, подобного прирастания площади ледников за один год произойти не могло.

Реконструкции оледенения хр. Цамбагарав в малый ледниковый период (МЛП) и оценки его сокращения, как и оценки изменений его структуры, пока отсутствуют, что, наряду с разобщённостью имеющихся оценок современного оледенения, и определяет актуальность настоящей статьи.

Материалы и методы

В данной работе используются результаты дешифрирования снимков для различных временных срезов: 1968 г. — снимки Corona (11.08.1968); 2006 г. — SPOT-4 (22.09.2006 05:14:12 UTC) и Landsat-5 (26.07.2006 04:35 UTC); 2015 г. — Landsat-8 (04.08.2015). Кроме того, вспомогательным материалом при реконструкции служили имеющиеся в свободном доступе в Интернете космические снимки территории с пространственным разрешением $2,5 \text{ м}$ (программа SAS-планета). Для получения первичных данных со снимков и проведения по ним предварительных расчётов снимки были радиометрически нормализованы и географически привязаны по орбитальным данным в формате Norad Tie. Выполнена автоматическая систематическая геометрическая коррекция растровых данных по математической модели, описывающей углы ориентации спутника и камеры в момент съёмки (строгая модель). Определена и установлена проекция UTM WGS 84 с автоматическим определением зоны (46). Затем снимки были ортотрансформированы по ЦМР ASTER GDEM v. 2 (30 м), использовался умеренно подчёркивающий фильтр.

Было выполнено мануальное дешифрирование в программе MapInfo. Для определения точности дешифрирования границ ледников проводилось повторное дешифрирование десяти крупнейших ледников хр. Цамбагарав. Погрешность определения их площадей составила менее $2,5\%$. При создании каталогов ледников по результатам дешифрирования использовались результаты картометрических измерений (на основе топографических карт масштаба $1:100\,000$), при этом высоты верхней и нижней точек ледников и фирновой

границы определялись по топографической основе (с точностью около 5 м) и GPS-привязкам (точность $2\text{--}5 \text{ м}$). Ледники в МЛП реконструировались по дешифрированию окаймляющих их незадернованных морен. Положение фирновой границы на реконструированных ледниках рассчитывалось по методу Куровского [6].

При создании схем и каталогов ледников одной из проблем было выделение их границ. Это связано с развитием в пределах хребтов ледниковых комплексов, центры которых занимают плосковершинные ледники. От них в разных направлениях расходятся выводные долинныи и висячие ледники. Плосковершинные ледники часто имеют куполообразную форму и радиальное центробежное движение льда при очень малых уклонах ($2\text{--}3^\circ$ и менее). При малых уклонах и отсутствии чётко выраженных ледоразделов проведение границ ледников по бассейновому принципу нецелесообразно, поскольку тогда происходит разделение единого морфологически плосковершинного ледника, части которого присоединяются к выводным ледникам в качестве верхней части их областей питания. Это не позволяет чётко отследить характер эволюции ледников разных морфологических типов. В подобных случаях за основу проведения границ ледников был взят морфологический принцип.

Результаты

Современное оледенение. По состоянию на 2015 г. на территории хребта насчитываются 67 ледников суммарной площадью $68,41 \text{ км}^2$ (табл. 2); средневзвешенная высота фирновой границы составляет 3748 м . На сниженной периферии хр. Цамбагарав расположены два каровых ледника (№ 66, 67), удалённых от основного массива ледников. При малой высоте горного обрамления (около 3600 м) ледники существуют за счёт выгодной теневой и подветренной северо-восточной экспозиции, а также повышенной концентрации снега в карах. Основные ледники хр. Цамбагарав группируются в семи ледниковых комплексах (рис. 2–4).

Комплекс ледников вершины Цаст-Ула (4208 м) (комплекс А, см. рис. 2) образован 21 ледником суммарной площадью $20,05 \text{ км}^2$. Это — крупнейший ледниковый комплекс дан-

Таблица 2. Каталог ледников хр. Цамбагарав по состоянию на 2015 г. (бассейн р. Кобдо, оз. Хиргис-Нур (область внутреннего стока)*)

Номер ледника	Бассейн	Морфологический тип	<i>S</i>	<i>L</i>	<i>Z1</i>	<i>Z2</i>	<i>Zf</i>	<i>A1, A2**</i>
1	Р. Эрегтийн-Гол	Висячий	0,29	1,20	3800	3340	3570 ¹	СЗ
2			0,05	0,63	3720	3400	3560 ¹	
3			0,15	0,82	3800	3370	3585 ¹	
4			0,11	0,67	3750	3260	3505 ¹	
5		Долинный	1,86	2,72	4160	3360	3640 ²	СВ,С
6		Карово-долинный	1,57	1,95	3860	3230	3700 ²	СВ
7		Долинный	4,86	4,34	4208	3000	3690 ²	С
8	Р. Хойт-Гол	Висячий	0,37	1,32	3880	3430	3655 ¹	С
9	Р. Ямат-Гол	Долинный	4,71	4,86	4090	3100	3700 ²	СВ
10		Висячий	0,06	0,57	3800	3490	3645 ¹	
11		Карово-долинный	0,63	1,60	4090	3560	3840 ²	В
12			0,41	1,60	4090	3660	3875 ¹	
13		Карово-висячий	0,04	0,31	3840	3720	3780 ¹	ЮВ
14		Карово-долинный	1,24	1,24	4089	3430	3680 ²	Ю, ЮЗ
15		Каровый	0,45	0,45	3980	3730	3855 ¹	Ю
16	Висячий	0,60	0,60	4060	3660	3860 ¹		
17		0,84	0,84	4208	3540	3874 ¹		
18		1,07	1,07	4160	3560	3860 ¹	ЮЗ	
19		0,13	0,13	3930	3430	3680 ¹	З	
20	Карово-долинный	0,38	0,38	3990	3400	3695 ¹	ЮЗ	
21	Плосковершинный	0,23	0,23	4208	4000	—		
22	Р. Зуслангийн-Гол, Намаржаны-Гол, Ямат-Гол	Плосковершинный	3,59	1,45	3909	3540	3740 ²	—
23	Р. Ямат-Гол	Карово-висячий	0,43	0,43	3760	3300	3530 ¹	СВ
24		0,01	0,01	3520	3440	3480 ¹		
25		Склоновый	0,10	0,10	3580	3460	3520 ¹	
26		Карово-висячий	0,03	0,03	3550	3400	3475 ¹	
27	Р. Цагансээр-Гол, Намаржаны-Гол, Ямат-Гол	Плосковершинный	5,13	3,24	4000	3560	3870 ²	—
28	Р. Ямат-Гол	Карово-долинный	1,26	2,22	3920	3220	3660 ²	С
29	Р. Цагансээр-Гол	Каровый	0,41	0,92	3880	3490	3620 ²	В
30	Р. Ямат-Гол	Карово-висячий	0,07	0,43	3690	3515	3603 ¹	СВ
31		Карово-долинный	0,95	1,44	3770	3400	3585 ²	СЗ
32	Р. Ямат-Гол, Цагансээр-Гол, Цаган-Гол, Улаан-Асгат	Плосковершинный	5,88	1,84	4025	3710	3830 ²	—
33	Р. Улаан-Асгат	Карово-висячий	3,1	2,35	3920	3180	3600 ²	С
34		Долинный	1,77	2,53	3960	3400	3680 ¹	В
35	Р. Цаган-Гол	Карово-долинный	1,02	1,81	3840	3370	3605 ¹	
36		Каровый	0,23	0,57	3750	3500	3650 ²	ЮВ
37			0,05	0,49	3610	3490	3550 ¹	В
38	Р. Улаан-Асгат	Висячий	0,04	0,48	3940	3740	3840 ¹	СЗ
39			0,05	0,37	3950	3750	3850 ¹	
40			0,11	0,54	3940	3600	3770 ¹	
41		Карово-висячий	0,17	0,70	3920	3560	3740 ¹	
42		Висячий	0,31	1,30	3830	3570	3700 ¹	
43	Р. Омне-Гол	Каровый	0,42	1,11	3740	3520	3630 ¹	С
44		Каровый	0,72	1,44	3670	3460	3565 ¹	
45	Р. Биту-Эргийн-Гол	Висячий	0,01	0,16	3660	3460	3560 ¹	ЮВ
46		Каровый	0,16	0,82	3840	3480	3660 ¹	В
47		Карово-висячий	0,04	0,40	3790	3590	3690 ¹	СВ
48		Р. Омне-Гол, Биту-Эргийн-Гол, Улаан-Асгат, Цаган-Гол	Плосковершинный	8,27	4,00	4008	3650	3830 ¹
49	Р. Биту-Эргийн-Гол	Карово-висячий	0,04	0,37	3680	3540	3610 ¹	СВ
50	Р. Улаан-Асгат, Ямат-Гол	Плосковершинный	0,43	0,44	3890	3720	3805 ¹	—
51	Р. Улаан-Асгат	Карово-долинный	1,40	2,02	3880	3545	3715 ¹	СВ
52	Р. Хар-Асгат-Гол	Каровый	0,10	0,59	3740	3620	3680 ¹	
53		Долинный	3,20	3,13	3400	3280	3750 ²	
54	Р. Ямат-Гол	Долинный	2,70	4,12	4149	3080	3730 ²	СЗ
55		Плосковершинный	2,18	1,07	4149	3860	3940 ²	ЮЗ
56		Карово-висячий	0,08	0,39	3980	3840	3910 ¹	
57		Висячий	0,20	0,68	3850	3820	3835 ¹	ЮВ
58	Р. Ямат-Гол, Хар-Асгат-Гол	Плосковершинный	1,03	1,40	4102	3760	3830 ²	—
59	Р. Хар-Асгат-Гол	Карово-долинный	1,40	2,11	4020	3290	3680 ²	СВ
60		Склоновый	0,17	0,68	3940	3660	3800 ¹	
61		Висячий	0,19	0,97	3880	3410	3645 ¹	
62		0,28	0,95	3940	3430	3685 ¹		
63	Р. Ямат-Гол	Висячий	0,09	0,42	3870	3630	3750 ¹	СЗ
64		Каровый	0,16	0,68	4010	3600	3805 ¹	
65		Висячий	0,01	0,18	3760	3700	3730 ¹	
66	Р. Бага-Хоргайт	Каровый	0,21	0,76	3650	3400	3525 ¹	СВ
67	Р. Их-Хоргайт		0,16	0,57	3650	3540	3595 ¹	
Сумма или среднее			68,41	1,28	3895	3505	3735	

**S* – площадь ледника, км²; *L* – наибольшая длина ледника, км; *Z1* – высота нижней точки ледника, м; *Z2* – высота верхней точки ледника, м; *Zf* – высота фирновой границы, м; *A1* – экспозиция области питания; *A2* – экспозиция области абляции; ¹ – индекс, обозначающий, что значение высоты фирновой границы получено как средняя высота ледника; ² – индекс, обозначающий, что значение высоты фирновой границы получено по спутниковым снимкам. **Если дана одна экспозиция, то экспозиции области питания и области абляции совпадают; если дано две экспозиции, то первая экспозиция относится к области питания, а вторая – к области абляции.

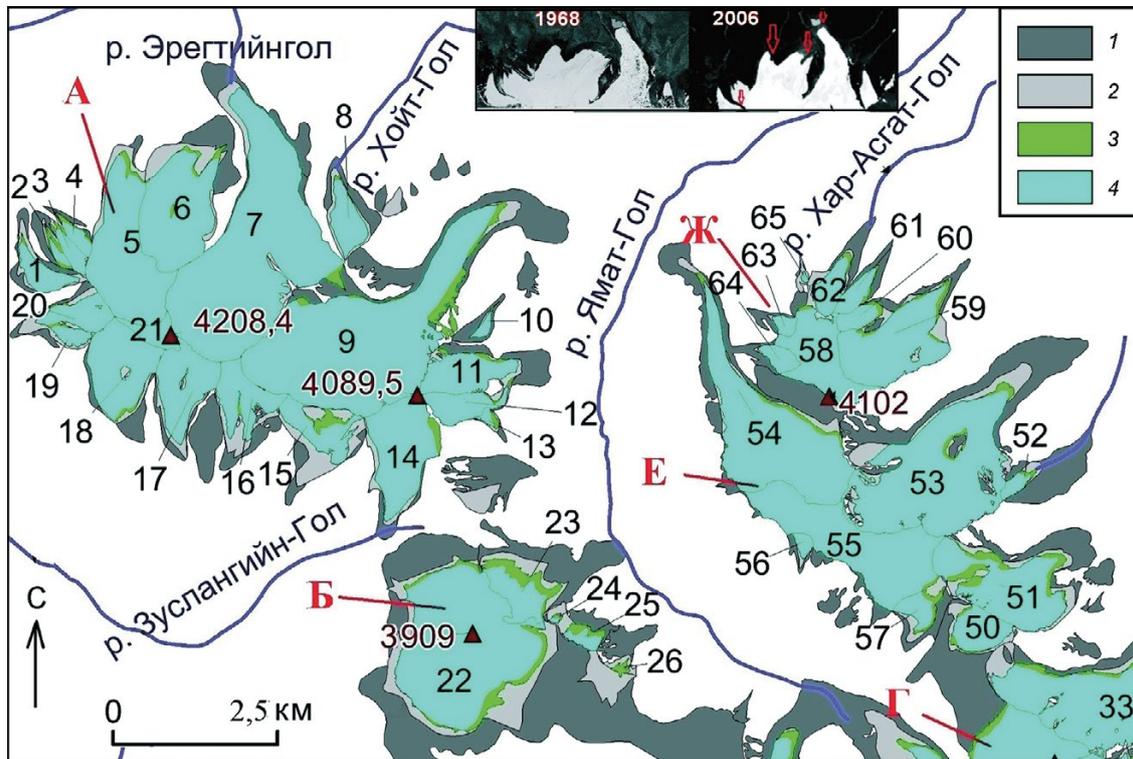


Рис. 2. Изменение оледенения западной части хр. Цамбагарав после максимума малого ледникового периода: 1 – сокращение ледников с максимума малого ледникового периода по 1968 г.; 2 – сокращение ледников с 1968 г. по 2006 г.; 3 – сокращение ледников с 2006 по 2015 г.; 4 – ледники в 2015 г. (с указанием номеров по табл. 2). А, Б, Г, Е, Ж – ледниковые комплексы. На врезке показаны фрагменты космических снимков Corona (1968 г.) и Landsat-5 (2006 г.), стрелками показаны участки с видимыми изменениями ледников. Остальные условные обозначения см. на рис. 1

Fig. 2. Changes of the glaciation in western part of the Tsambagarav mountain ridge after the Little Ice Age maximum: 1 – reduction of the glaciers from the LIA maximum to 1968; 2 – reduction of the glaciers from 1968 to 2006; 3 – reduction of the glaciers from 2006 to 2015; 4 – glaciers in 2015 (with numbers from Table 2). А, Б, Г, Е, Ж – indices of glacial complexes. Inset shows fragments of satellite imagery Corona (1968) and Landsat-5 (2006), areas with well seen changes of the glaciers are shown by arrows. Other legend keys according to Fig. 1

ного центра оледенения. Центром комплекса служит небольшой плосковершинный ледник на высотах 4000–4200 м, полностью расположенный в фирновой зоне. На северо-восточном склоне комплекса развиты кары и цирки, причём с запада на восток глубина расчленения рельефа возрастает. Как результат, на северо-восточном склоне имеются крупные долинные и карово-долинные ледники, языки крупнейших из них спускаются до высоты 3000 м. Фирновая граница на ледниках северо-восточного склона комплекса А располагается в интервале высот 3500–3750 м. Ледники юго-западного макросклона, преимущественно висячие, в 3–10 раз меньше и короче ледников северо-восточного склона. Языки ледников здесь не опускаются ниже 3400 м, а фирновая граница находится на высотах 3680–3875 м.

Расположенные юго-западнее комплексы горы Ямат (3909 м, комплекс Б, площадь 4,02 км²) и находящейся в 7 км от неё комплекс безымянной вершины высотой около 4000 м (комплекс В, площадь 6,8 км²) представлены плосковершинными ледниками (№ 22, 27) куполообразной формы, ледниками с округлыми в плане очертаниями, а также выводными ледниками. Лёд растекается радиально и относительно симметрично из центральных, наиболее высоких участков. Участки поверхностей выравнивания, на которых находятся данные комплексы, соединяются перемычкой шириной 0,4–1,0 км. Судя по топографическим картам, ещё в середине XX в. эта перемычка была покрыта снежно-фирновым панцирем. На северо-восток, в сторону трога р. Ямат-Гол, поверхности выравнивания обрываются крутым уступом; в тех ме-

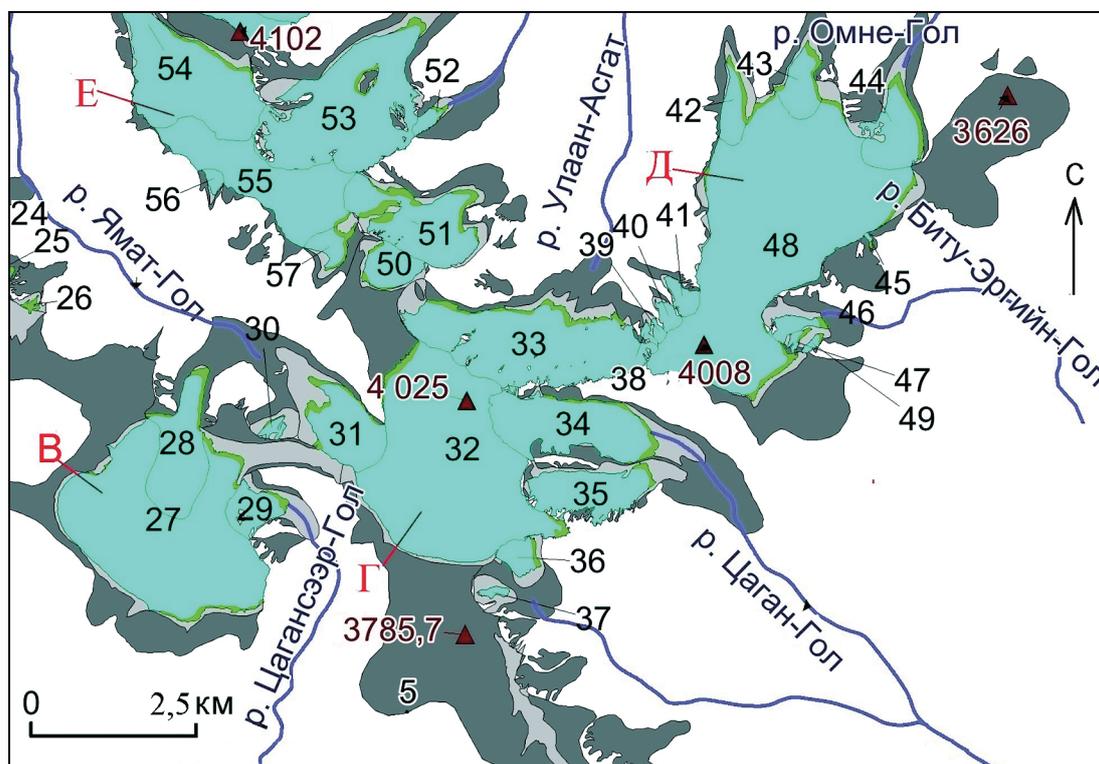


Рис. 3. Изменение оледенения восточной части хр. Цамбагарав после максимума малого ледникового периода: В, Г, Д, Е – ледниковые комплексы. Остальные условные обозначения см. на рис. 1 и 2

Fig. 3. Changes of the glaciations of the eastern part of Tsambagarav mountain ridge after the Little Ice Age maximum: В, Г, Д, Е – indices of glacial complexes. Other legend keys according to Fig. 1 and 2

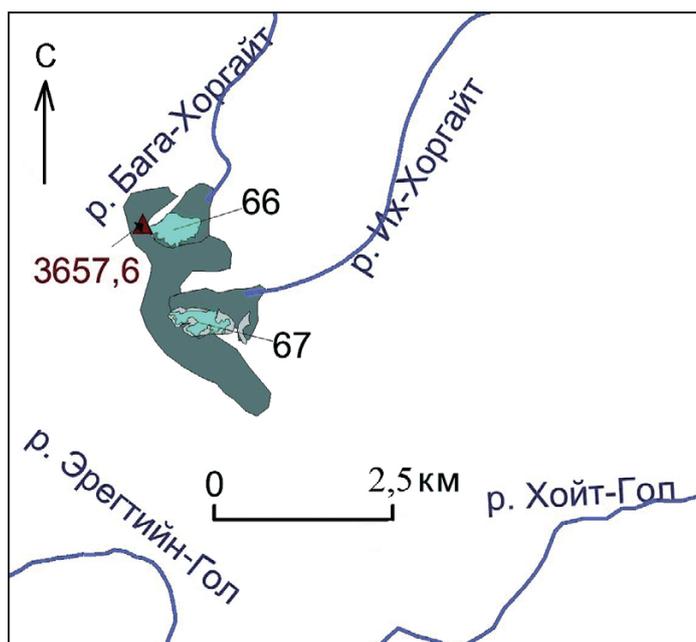


Рис. 4. Изменение оледенения северной части хр. Цамбагарав после максимума малого ледникового периода: Условные обозначения см. на рис. 1 и 2

Fig. 4. Changes of the glaciations of the northern part of Tsambagarav mountain ridge after the Little Ice Age maximum: Legend keys according to Fig. 1 and 2

стах, где в склон врезаны кары, расположены каровые и карово-долинные ледники. Кроме того, комплекс В имеет выводной ледник на восток,

в долину р. Цагансээр-Гол. Высота нижней границы плосковершинных ледников находится на уровне 3540–3560 м, высота фирновой границы

составляет 3725 м. Выводные ледники спускаются в долину р. Ямат-Гол до высот 3180–3200 м и в долину р. Цагансээр-Гол до высоты 3480 м. Благодаря повышенной концентрации снега на выводных ледниках, расположенных на подветренных склонах, фирновая граница на них расположена на 100–300 м ниже, чем на смежных плосковершинных ледниках.

Комплекс Г (площадь 12,95 км²), расположенный на пересечении субширотного и субмеридионального хребтов, при близких к плосковершинному леднику комплекса В размерах плосковершинного ледника № 32, отличается более высоким положением нижней границы (на 150 м). Это связано с большей максимальной (4025 м, гора Хух-Нур) и средней высотой участка поверхности выравнивания, к которой приурочен данный ледник. В интервале высот 3850–3750 м поверхность выравнивания обрывается в сторону глубоко врезанных цирков к северо-западу (долина р. Ямат-Гол), юго-западу (долина р. Цагансээр-Гол), востоку и юго-востоку (долины р. Цаган-Гол и её притоков), северо-востоку (долина р. Улаан-Асгат). Таким образом, данный сдвиг нижней границы ледника вверх имеет преимущественно геоморфологическую причину. Положение комплекса на стыке и в створе верховьев нескольких долин обуславливает большее расчленение рельефа, развитость цирков и каров и как следствие – большое число выводных ледников (№ 31, 33–36), развивающихся не только на наветренных склонах. Одновременно высокое положение днищ цирков и каров способствует большей относительно комплексов Б и В площади выводных ледников, среди которых есть даже один долинный (№ 34). Высота фирновой границы на выводных ледниках находится в интервале 3600–3680 м.

Комплекс Д, расположенный восточнее всех прочих, несмотря на значительную площадь центрального плосковершинного ледника № 48 (8,27 км²), имеет сравнительно небольшие выводные ледники, которые не опускаются ниже 3450 м. Это связано как с меньшей абсолютной высотой комплекса (до 4008 м), так и с невыгодным, с точки зрения питания, положением ледников комплекса в орографической (ветровой) тени расположенных западнее более высоких участков хребта. Фирновая граница на выводных ледниках находится в диапазоне 3560–3850 м

и зависит от экспозиции. Суммарная площадь ледников этого комплекса – 10,34 км².

Центр расположенного севернее *комплекса Е* – плосковершинный ледник № 55, приуроченный к вершине 4148,8 м. Поверхность выравнивания, к которой тяготеет ледник, расположена на высотах более 3850 м. В соответствии с этим высота нижней границы ледника лимитируется расположенными по периметру этого участка стенками цирков и обрывистыми склонами трогов. Связанные с ледником № 55 прочие ледники комплекса за счёт высокого положения цирков и каров, в которых происходит их питание (с увеличением абсолютной высоты снижается абляция, а количество осадков возрастает, соответственно выше становится аккумуляция), имеют относительно крупные размеры: наиболее протяжённый из них ледник № 54 имеет вертикальный диапазон более 1 км и язык его достигает высоты 3080 м. Фирновая граница на выводных ледниках комплекса находится в диапазоне высот 3680–3910 м.

Ещё дальше к северу находится *комплекс Ж*. Несмотря на то, что его максимальная абсолютная высота 4102 м лишь немного уступает высшей точке комплекса Е, он имеет сравнительно небольшие размеры (суммарная площадь ледников 3,32 км²). Это связано как с небольшой площадью участка поверхности выравнивания, к которому приурочен центральный плосковершинный ледник № 58, так и со слабым развитием каров и цирков на его периферии, вероятно, из-за её удалённости от верховьев речных долин. Фирновая граница на ледниках периферии комплекса находится на высотах 3645–3805 м. Помимо относящихся к указанным комплексам ледников, имеются ещё пять малых ледников, недавно обособившихся от комплексов Б и Ж, а также два малых ледника на сниженной северной периферии массива (№ 66, 67).

В морфологической структуре оледенения хр. Цамбагарав самая важная роль принадлежит плосковершинным ледникам, доля площади которых в суммарной площади оледенения составляет почти 40% (см. табл. 2). Они не только участвуют в непосредственном питании периферии ледниковых комплексов, но также, представляя собой своеобразные приёмники-распределители твёрдых осадков, косвенным образом питают эти ледники снегом, сдуваемым с

их поверхности. Как показывают расчёты, для плосковершинных ледников горного массива Монгун-Тайга, ледниковые комплексы которого имеют большое сходство с комплексами хр. Цамбагарав, от 20 до 80% выпадающего здесь снега сдувается с их поверхности и переносится на соседние ледники [7]. Низкая концентрация снега на поверхности плосковершинных ледников находит отражение в среднем положении фирновой границы на 130–230 м выше (3834 м), чем на ледниках других типов. Данная высота наиболее приближена к уровню климатической снеговой границы, хотя с учётом сниженной концентрации снега на плосковершинных ледниках она должна располагаться несколько ниже, но выше, чем на долинных ледниках (3702 м). В наиболее грубом приближении за неё можно принять среднюю для этих групп ледников величину, т.е. около 3770 м.

Долинные ледники в основном развиты на северных склонах ледниковых комплексов. Крупнейший из них (№ 7) достигает площади 4,86 км², длины 4,34 км и вертикального диапазона 1,2 км, что соответствует общему вертикальному диапазону оледенения хр. Цамбагарав. На территории хребта альпинотипный рельеф развит относительно слабо, а кары находятся главным образом на больших высотах в верховьях долинных ледников, поэтому собственно каровые ледники играют незначительную роль в общей структуре оледенения.

Распределение ледников по экспозициям отражает не только различия в инсоляции, но и положение относительно влагонесущих атмосферных потоков. Преобладание северо-западного направления переноса приводит к тому, что снег перемещается на подветренные склоны. Поэтому самые благоприятные условия для существования ледников отмечаются на северо-восточных склонах, несущих наибольшее оледенение (см. табл. 2), даже несмотря на несколько более низкое положение фирновой границы на склонах северной экспозиции. Помимо групп ледников, приуроченных к той или иной экспозиции, была выделена группа ледников на субгоризонтальных поверхностях со слабовыраженными экспозиционными различиями, куда были отнесены почти все плосковершинные ледники, в сумме составляющие более 35% всей площади оледенения.

Малый ледниковый период. Согласно реконструкции авторов, в максимум МЛП оледенение хр. Цамбагарав было представлено 73 ледниками суммарной площадью 128,4 км². С максимума МЛП площадь оледенения сократилась на 47%. Средневзвешенное положение фирновой границы составляло 3585 м, что на 165 м ниже, чем в настоящее время. Ниже всего (до высоты 2670 м) спускались ледники в долине р. Ямат-Гол – это примерно на 300 м ниже, чем в настоящее время.

В малый ледниковый период плосковершинные ледники массива сливались, образуя в плане единый ледник сложной конфигурации, объединявший все ледниковые комплексы за исключением комплекса А. Оледенение высокогорной части хребта имело сплошной характер, средняя интенсивность оледенения (отношение площади оледенения к длине несущего водораздела) составляла 1,3 км²/км. Более трети ледников были висячими и развивались на крутых склонах под плосковершинными ледниками. Основная часть этих ледников к настоящему времени исчезла. По площади доминировали плосковершинные ледники (свыше 44%), поэтому более 40% площади оледенения было приурочено к субгоризонтальным поверхностям. На склонах максимальное развитие имели ледники северо-восточной (20,4%) и северной (15,3%) экспозиций.

К 1968 г. площадь оледенения сократилась до 82,69 км², т.е. примерно на 36%, фирновая линия поднялась на 89 м. К 2006 г. произошло дальнейшее сокращение площади ледников до 71,32 км², а высота фирновой линии по отношению к 1968 г. поднялась на 60 м. Наконец, в период 2006–2015 гг. площадь оледенения уменьшилась дополнительно на 2,91 км², а высота фирновой границы поднялась ещё на 16 м (табл. 3). Если сокращение ледников после максимума МЛП началось около 1820 г. (по аналогии с результатами реконструкции оледенения МЛП близко расположенного горного массива Монгун-Тайга [8]), то можно констатировать, что с конца 1960-х годов, а особенно в 2006–2015 гг., темпы сокращения ледников и подъёма фирновой границы были существенно выше, чем в среднем с максимума МЛП, что можно объяснить изменением климата в неблагоприятную для ледников сторону.

Таблица 3. Средние скорости сокращения оледенения хр. Цамбагарав с максимума малого ледникового периода по 2015 г.

Параметры	1820–1968 гг.	1968–2006 гг.	2006–2015 гг.
Средняя абсолютная скорость сокращения площади оледенения, км ² /год	0,31	0,30	0,32
Средняя относительная скорость сокращения площади оледенения, %/год	0,24	0,36	0,45
Средняя скорость подъёма фирновой границы, м/год	0,6	1,6	1,8

Таблица 4. Изменения морфологической структуры оледенения и экспозиционного распределения ледников хр. Цамбагарав в период с максимума малого ледникового периода по 2015 г.*

Тип и экспозиция ледников	Максимум МЛП – 1968 гг.	1968–2006 гг.	2006–2015 гг.
<i>Морфологический тип ледников</i>			
Долинные	6,98/22,7	1,50/7,1	0,53/2,7
Карово-долинные	5,03/23,4	2,50/19,2	0,63/5,7
Каровые	5,09/66,4	1,00/31,1	0,28/8,4
Карово-висячие	0,25/38,5	1,08/19,4	0,39/8,9
Висячие	2,26/21,8	1,31/20,2	0,29/5,7
Склоновые	0,07/20,6	1,03/36,4	0,09/25,0
Плосковершинные	25,99/45,6	2,99/9,8	0,70/2,6
Присклоновые	0,08/100,0	0/0	0/0
<i>Экспозиция ледников</i>			
С	4,54/20,9	1,81/12,1	0,44/3,8
СВ	8,96/37,1	2,05/11,8	1,04/6,1
В	4,43/35,2	2,26/32,5	0,21/4,5
ЮВ	1,1/60,8	0,56/50,0	0,12/20,0
Ю	0,58/19,7	0,89/21,4	0,13/4,0
ЮЗ	1,08/16,2	0,09/2,6	0,03/0,9
З	0,11/13,6	0,19/21,8	0/0,0
СЗ	1,14/22,3	0,91/15,5	0,24/4,7
Субгоризонтальные поверхности	23,81/45,2	2,70/9,7	0,69/2,8

*В числителе – уменьшение площади ледников, км²; в знаменателе – уменьшение площади ледников данной группы, %.

В период с максимума малого ледникового периода по 1968 г. наибольшее абсолютное сокращение испытали плосковершинные ледники (более половины площади всех деградировавших участков оледенения, табл. 4), а наибольшее относительное сокращение характерно для каровых и плосковершинных ледников; исчез и единственный присклоновый ледник. Сильное сокращение площади плосковершинных ледников произошло в основном в результате исчезновения крупного плосковершинного ледника в верховьях рек Их-Хоргайт и Бага-Хоргайт, распада единого плосковершинного ледника, объединявшего комплексы Б, В и Г, а также деградации его южной лопасти в верховьях правого притока р. Цаган-Гол. Последнее представляет собой наиболее яркий пример связи между деградацией плосковершинных ледников и распо-

ложенных непосредственно под ними каровых ледников. Первичная причина – деградация плосковершинных ледников за счёт подъёма положения фирновой границы с высоты около 3600 м до 3700–3800 м. Расположенные ниже каровые ледники (в данном случае они приурочены к серии каров с высотой днищ около 3400 м) перестают получать питание сдуваемым с поверхности плосковершинных ледников снегом и быстро исчезают.

Изменение экспозиционного распределения ледников в период с максимума МЛП по 1968 г. соответствовало изменениям морфологической структуры оледенения – наибольшие площади потеряли ледники субгоризонтальных поверхностей. Сильно сократились и ледники северо-восточных склонов, главным образом за счёт деградации каровых ледников в верховьях

р. Ямат-Гол и правого притока р. Цаган-гол. В период 1968–2006 гг. тенденции предыдущего этапа продолжились. Наибольшее абсолютное сокращение испытали плосковершинные ледники (исчезла перемычка между ледниковыми комплексами В и Г), наибольшее относительное сокращение – склоновые ледники, что обусловлено распадом плосковершинных ледников в предыдущий период, и каровые ледники. Наиболее устойчивыми были долинные ледники.

Ледники субгоризонтальных поверхностей, а также подветренных северо-восточных и восточных склонов потеряли наибольшие площади. Это связано с преимущественной деградацией ледников, не входивших в ледниковые комплексы и располагавшихся на сниженных участках хребта между комплексами А, Б, В и Г, а также к югу от последнего. К 1968 г. ледники существовали здесь только на подветренных склонах, что указывает на подъём климатической снеговой границы выше этих сниженных участков. В результате при дальнейшем изменении климата в неблагоприятную для оледенения сторону эти ледники легко деградировали, что и внесло основной вклад в изменение распределения оледенения по экспозициям.

В 2006–2015 гг. различия в скорости абсолютного сокращения площади плосковершинных ледники разных морфологических типов уменьшились, что связано с их деградацией на пониженных участках водоразделов в предыдущий период. Снизилось абсолютное и относительное сокращение каровых ледников с исчезновением наиболее низко расположенных среди них в 1968–2006 гг. В то же время продолжилось быстрое относительное уменьшение площади склоновых ледников – остатков ледниковых перемычек между комплексами.

На протяжении всего периода с максимума МЛП по 2015 г. наибольшее относительное сокращение ледников отмечалось на склонах юго-восточной экспозиции. Ввиду орографических особенностей хребта эти склоны имеют очень небольшую протяжённость, мало расчленены и имеют большие уклоны. Как следствие, ледники здесь на протяжении всех рассматриваемых периодов времени были малы и наименее устойчивы к климатическим изменениям. Ещё одна особенность изменений экспозиционного распределения ледников – большое абсолютное

Таблица 5. Динамика отступления долинных ледников хр. Цамбагарав в разные периоды*

Номер ледника	1820–1968 гг.	1968–2006 гг.	2006–2015 гг.	1820–2015 гг.
5	218/1,5	140/3,7	80/8,9	438/2,2
7	492/3,3	140/3,7	29/3,2	661/3,4
9	831/5,6	216/5,7	135/15,0	1182/6,1
54	284/1,9	355/9,3	169/18,8	808/4,1
53	933/6,3	438/11,5	89/9,9	1460/7,5
34	1290/8,7	758/19,9	85/9,4	2133/10,9

*В числителе – всего, м; в знаменателе – средняя скорость за данный период, м/год.

сокращение ледников северо-восточной экспозиции, превышавшее соответствующие значения всех прочих экспозиций. Несмотря на это в распределении ледников по экспозициям преобладали ледники северо-восточных склонов. Во многом это связано с тем, что при распаде и деградации ледников других экспозиций ледниковые потоки северо-восточных экспозиций сохранялись и становились новыми самостоятельными ледниками (например, ледники № 30, 47, 49).

Механизмы деградации ледников горного узла Цамбагарав преимущественно сводятся к линейному отступанию ледников, процессы бронирования выражены слабо и отмечаются только в карах на некоторых периферийных участках района оледенения. Причина – незначительная степень загрязнённости ледниковых поверхностей из-за малых площадей скальных выходов. При рассмотрении средних расчётных скоростей отступления долинных ледников обращает на себя внимание тенденция к увеличению скоростей отступления с запада на восток (табл. 5). Вероятно, в рассматриваемый период ухудшение условий питания ледников в большей степени проявлялось в районах, расположенных в ветровой тени наиболее высоких участков данного горного хребта, т.е. возросла контрастность в увлажнённости разных частей ледникового узла.

Пока сложно судить о степени неравномерности отступления ледников данного центра оледенения в связи с малой продолжительностью рядов наблюдений. Скорости отступления в общем увеличиваются, что хорошо согласуется с общей тенденцией изменения оледенения хр. Цамбагарав, отмеченной нами ранее. В перспективе, при сохранении нынешней тенденции к освобождению скальных выходов на стыке

плосковершинных и выводных ледников, следует ожидать увеличения степени забронированности последних. Однако серьёзно влиять на механизмы сокращения ледников этот процесс будет не ранее, чем через несколько десятилетий.

Обсуждение результатов

Оледенение хр. Цамбагарав представляет собой наиболее отчётливый пример характерного для юго-востока Русского Алтая и северо-запада Монгольского Алтая существования ледниковых комплексов, в которых центральное положение занимают плосковершинные ледники. Нигде в регионе они не имеют такого развития и не достигают таких размеров (до 5–8 км²), как в хр. Цамбагарав. Несмотря на высоту фирновой границы (3748 м), на 300–400 м превышающую высоту фирновой границы таких центров оледенения, как массив Табын-Богдо-Ола (примерно в 200 км на западе-северо-западе) и хр. Чихачева (около 150 км на северо-северо-западе), и на 100–200 м выше, чем в массивах Хархира и Турген (примерно 100 км к северо-северо-востоку), оледенение хр. Цамбагарав по площади уступает лишь первому из них и превышает прочие. Это связано с большой абсолютной высотой и уплощённой формой водоразделов (согласно картометрическим измерениям площадь хребта на высотах более 3720 м составляет 60,98 км² при суммарной протяжённости несущих оледенение участков хребта около 40 км), обеспечивающих также компактность оледенения.

Нижняя граница долинных ледников варьирует в довольно широких пределах – от 3000 до 3400 м. При этом значения ледникового коэффициента k снижаются в направлении с запада на восток. Так, долинные ледники комплекса А имеют значения k , равные 2,66, 1,49 и 2,86 (ледники № 5, 7 и 9 соответственно). Эти ледники получают основное питание в высокогорных (около 4000 м) карах, верхние части трогов расширены и разветвлены, а в области абляции, наоборот, сужены. Превышение площади аккумуляции над площадью абляции здесь компенсируется тем, что область абляции для ледников № 7 и 9 имеет вертикальную протяжённость примерно на 200 м больше, чем область аккумуляции. Похожая ситуация отмечается на

наветренном склоне ледникового комплекса Е (ледник № 54, $k = 2,33$, вертикальный диапазон области абляции на 230 м больше, чем у области аккумуляции). Однако далее к востоку, вероятно, сказывается уменьшение количества осадков в ветровой тени, поэтому значение перераспределённых осадков возрастает. Так, у ледника № 53 значение k составляет 0,94, а нижняя граница ледника поднимается до 3280 м, ещё далее, к юго-востоку, у ледника № 34 эти величины равны 0,60 и 3400 м соответственно.

Повышенная концентрация твёрдых осадков на ледниках подветренных склонов хр. Цамбагарав может быть объяснена ролью плосковершинных ледников, снег с которых сдувается на подветренные склоны. Так, для ледников массива Монгун-Тайга, имеющих большое морфологическое сходство с ледниками хр. Цамбагарав и находящихся в схожих климатических условиях, рассчитанные нами значения коэффициента концентрации снега составили в среднем от двух до трёх для долинных и от трёх до восьми для каровых и карово-долинных ледников [7].

Для расчёта приблизительных условий существования современных ледников хр. Цамбагарав мы использовали высотный градиент количества осадков, рассчитанный при сопоставлении данных ГМС Баяннур и Эрдэнбурен. Получена величина 7,7 мм/100 м, близкая к значению градиента, установленного нами для массива Монгун-Тайга (7 мм/100 м). Для расчётов был выбран ледник № 53 (высота фирновой границы 3750 м) площадью 3,2 км². Рассчитанное количество осадков на высоте фирновой границы составило 270 мм. Поскольку средняя летняя температура на ГМС Эрдэнбурен (16,6 °С) практически не отличается от температуры на ГМС Баяннур, определить высотный температурный градиент по этой паре станций нельзя. Возможное решение данной проблемы – использование полученной нами для Алтае-Саянской горной страны [9] зависимости

$$Gt = 1,264p^{-0,1297}, \quad (1),$$

где Gt – высотный градиент температуры, °С/100 м; p – среднее годовое количество осадков в высотном поясе между двумя точками расчёта, мм.

Полученное значение градиента температуры составило 0,65 °С. Необходимо также учесть тем-

пературный скачок при переходе от неледниковой поверхности к ледниковой. Для ледника Селиверстова в массиве Монгун-Тайга, близкого по размерам к леднику № 53, средняя летняя величина температурного скачка равна 0,4 °С [10]. Кроме того, возможно использование величины, которая, исходя из длины ледника (3,13 км), согласно [11], должна составлять 1,0 °С. Расчёты таяния проводились по полученной нами [12] для ледников массива Монгун-Тайга (имеющих большую степень морфологического сходства с ледниками хр. Цамбагарав и находящимися в схожих климатических условиях) формуле зависимости абляции от температуры:

$$Ab = 36,144t_f^2 + 294,6t_f + 511,6, \quad (2)$$

где Ab – абляция слоя воды, мм; t_f – средняя температура лета на фирновой границе ледника.

Расчитанное значение средней летней температуры на фирновой границе составило: 0,62 °С при допущении величины температурного скачка 0,4 °С и 0,02 °С при принятии величины температурного скачка 1,0 °С. Это даёт величины абляции/аккумуляции 708 и 518 мм соответственно. При полученном ранее годовом количестве осадков коэффициент концентрации будет равен 2,62 или 1,92. Такое высокое значение данной характеристики вполне объяснимо, если учитывать, что над областью питания ледника с её наветренной юго-западной стороны расположен плосковершинный ледник площадью 2,2 км².

Согласно результатам реконструкции швейцарскими и российскими учёными аккумуляции на основе результатов бурения плосковершинного ледника № 55 (ледниковый комплекс Е), в период 1815–2009 гг. её величина составляла 329±91 мм [2]. Наши расчёты для места бурения (4130 м) по алгоритму, аналогичному расчётам для фирновой границы ледника № 53, дают годовое количество осадков около 300 мм при практически нулевой годовой абляции, что вполне укладывается в рамки данной оценки.

Большинство реконструкций оледенения в максимум малого ледникового периода относится к Русскому Алтаю. Так, П.А. Окишев (1982) оценивает подъём снеговой границы на Русском Алтае за период с максимума МЛП в 70 м [13]. Оценка П.А. Окишева получена другим методом – по формуле Л.А. Варданянца, в которой

депрессия фирновой границы рассчитывается по изменению длины ледника и высоты его нижней точки и для другого интервала времени (с максимума МЛП по 1982 г.). Наш опыт исследования динамики ледников Алтая даёт основание полагать, что эта формула мало применима для небольших каровых и висячих ледников, а также для плосковершинных ледников.

Ф. Лемкюль [14] для массива Турген реконструировал 56% сокращения площади оледенения с максимума МЛП по 1991 г. и 81 м подъёма границы питания ледников, а для соседнего массива Хархира – 31% и 76 м соответственно. Эти величины существенно меньше полученных нами для хр. Цамбагарав (47% и 165 м). Отличия связаны с методическими вариациями: Лемкюль рассчитывал депрессию границы питания в основном по крупным долинным ледникам методом TSAM (toe-to-summit altitude method), при котором высота границы питания определяется как средняя арифметическая между верхней и нижней точками ледника. Кроме того, в данных Лемкюля нет вклада 24-х лет после 1991 г. Не учитывалось, что оледенение хр. Цамбагарав имеет существенно большую долю плосковершинных ледников, быстрее реагирующих на изменения климата.

В горном массиве Монгун-Тайга, согласно реконструкции оледенения комплекса главной вершины, выполненной Р.М. Мухаметовым [15], с максимума МЛП по 1986 г. суммарная площадь ледников сократилась на 49,3%. По нашей оценке, сделанной для всей территории массива Монгун-Тайга, ледники с максимума МЛП по 2013 г. уменьшили площадь на 59% при депрессии фирновой границы 120 м [7]. Эти величины ближе к полученным нами по хр. Цамбагарав, что, вероятно, связано с отмеченным ранее морфологическим сходством этих ледниковых узлов.

Отдельного рассмотрения требуют оценки, полученные для хр. Цамбагарав в работах [16, 17], поскольку в них, как и в нашей работе, использованы снимки Согопа. Авторы оценивают площадь оледенения на 1968 г. в 74,8 км², что значительно меньше нашей оценки в 82,69 км², а к 2000 г., согласно их данным, площадь оледенения не изменилась, тогда как по нашим оценкам в 2006 г. она составила 71,32 км². К сожалению, в обоих источниках приводится только конечный

результат измерений, но нет ни схем отрисовки, ни каталогов ледников, что затрудняет сопоставление с нашими оценками. На единственной схеме дана только западная часть ледникового узла (комплексы А и Б) на снимках Corona и Landsat, причём вывод об отсутствии изменений контуров ледников делается по сравнению этих снимков в весьма мелком масштабе. Отметим, что изменения контуров ледников с 1968 по 2006 г. достаточно хорошо заметны даже при использовании для 2006 г. снимков Landsat 5 с разрешением 30 м (см. рис. 2, врезка).

Сравнение полученных нами данных о скоростях сокращения ледников хр. Цамбагарав с данными по другим близким центрам оледенения показывает, что эти скорости вполне характерны для региона. По данным [18], полученным на основе анализа повторных фотографий, наземных наблюдений и космических снимков, средняя скорость отступления ледника Западный Турген в массиве Тургени-Нуру составляла: 6,7 м/год для 1910–1970 гг., 3,9 м/год для 1970–1992 гг. и 6,1 м/год для 1992–2010 гг. Примерно такие же скорости отступления установлены для ледника Восточный Мугур в массиве Монгун-Тайга: 3,6 м/год для 1952–1966 гг., 7,3 м/год для 1966–1995 гг. и 3,9 м/год для 1995–2013 гг. [19]. Ледник Григорьева в хр. Чихачева после максимума МЛП, по нашим данным, сокращался со скоростью от 1,6 до 11,25 м/год. Высокие скорости отступления, установленные нами для ледника № 54 в 2006–2015 гг. (18,8 м/год) и для ледника № 34 в 1968–2006 гг. (19,9 м/год), также не выходят за рамки скоростей, отмеченных для ледников региона: ледник Селиверстова (массив Монгун-Тайга) сокращался со скоростью 6,1 м/год в 1952–1966 гг., 15 м/год в 1966–1995 гг. и 22 м/год в 1995–2013 гг. [19]; ледник Потанина в массиве Таван-Богдо-Ола в 1987–2001 гг. отступал со средней скоростью 43 м/год [20]. Увеличение скоростей отступления большинства долинных ледников также отвечает общей региональной тенденции.

В работе [21] к XIX в., к первой половине которого мы относим максимум МЛП в районе исследования, на территории Западной Монголии относятся наиболее холодные 20-, 50- и 100-летние интервалы времени за последнее тысячелетие, а к XX в., напротив, наиболее тёплые 20-, 50- и 100-летние интервалы за тыся-

челетие. В то же время, согласно результатам реконструкции швейцарских и российских учёных аккумуляции на основе результатов бурения плосковершинного ледника № 55 (ледниковый комплекс Е), в период 1815–2009 гг. количество осадков возросло по отношению к предшествовавшему очень продолжительному (длительностью 4,5 тыс. лет) «сухому» интервалу [2]. Таким образом, основная причина деградации ледников после максимума МЛП – повышение температуры. Это, отчасти, объясняет преимущественную деградацию плосковершинных ледников, более чувствительных к изменениям температуры. Причина сокращения ледников в период с 1968 г. – также тренд к повышению летних температур в Западной Монголии с 1965 по 2004 г. [1]. Для этого же периода времени характерна некоторая региональная тенденция к росту количества осадков (примерно 6,8 мм/10 лет) [1], которая, очевидно, недостаточна, чтобы уравновесить эффект потепления.

Выводы

Получена новая информация о современном оледенении хр. Цамбагарав и его динамике с максимума малого ледникового периода. Впервые выполнена реконструкция ледников этого узла в максимум МЛП. Установленная в результате исследований тенденция к ускорению сокращения площади оледенения соответствует тренду повышения летних температур в Западной Монголии с 1965 по 2004 г. При стабильности текущих климатических условий следует ожидать перехода малых ледников в стационарное состояние. Поведение долинных ледников более индивидуально и менее предсказуемо, что определяется геоморфологическими условиями их существования.

Благодарности. Исследование выполнено при поддержке РФФИ и РГО, проекты № 13-05-41075 РГО_a, №15-05-06611 А, № 13-05-00851-а, № 14-05-00796.

Acknowledgments. The study was funded by the Russian Foundation of Basic Research and the Russian Geographical Society (13-05-41075 RGO_a, 15-05-06611 A, 13-05-00851-a, 14-05-00796).

Литература

References

1. *Otgonbayar D.* Современное оледенение Монгольского Алтая (на примере хребтов Мунххайрхан, Сутай, горного узла Цамбагарав). Барнаул: Бизнес-Коннект, 2013. 156 с.
2. *Herren P.A., Eichler A., Machguth H., Papina T., Tobler L., Zapf A., Schwikowski M.* The onset of Neoglaciation 6000 years ago in western Mongolia revealed by an ice core from the Tsambagarav mountain range // *Quaternary Science Reviews*. 2013. № 69. P. 59–68.
3. *Бямба Ж., Селиванов Е.И.* Современное оледенение Монголии // *Изв. ВГО*. 1971. № 3 (103). С. 249–254.
4. *Davaa G., Basandorj J.* Changes in hydrological systems of Mongolia // 13th Intern. Hydrological Programme (IHP) Regional Steering Committee Meeting for Southeast Asia and Pacific. Final Report, 25 November 2005, Bali Jakarta: United Nations Educational, Scientific and Cultural Organization (UNESCO), 2005. P. 113–122.
5. *Kamp U., Krumwiede B., Mcmanigal K., Pan C., Walther M., Dashtseren A.* The Glaciers of Mongolia // *INSTAAR Occasional Paper*. 2013. № 61. 43 p.
6. *Kurowsky L.* Die Höhe der Schneegrenze mit besonderer Berücksichtigung der Finsteraargorngruppe. 1891. P. 115–160.
7. *Чистяков К.В., Ганюшкин Д.А., Москаленко И.Г., Зелепукина Е.С., Амосов М.И., Волков И.В., Глебова А.Б., Гузель Н.И., Журавлев С.А., Прудникова Т.Н., Пряхина Г.В.* Горный массив Монгун-Тайга. СПб: Арт-Экспресс, 2012. 310 с.
8. *Ganiushkin D., Chistyakov K., Kunaeva E.* Fluctuation of glaciers in the southeast Russian Altai and northwest Mongolia Mountains since the Little Ice Age maximum // *Environmental Earth Sciences*. 2015. № 3 (74). P. 1883–1904.
9. *Ганюшкин Д.А., Чистяков К.В., Буюева М.В.* Изменчивость высотного положения фирновой линии на ледниках Алтае-Саянской горной страны и ее связь с климатическими параметрами // *Изв. РГО*. 2013. № 4 (145). С. 45–53.
10. *Москаленко И.Г., Селиверстов Ю.П., Чистяков К.В.* Горный массив Монгун-Тайга (Внутренняя Азия). Опыт эколого-географической характеристики. СПб.: изд. РГО, 1993. 94 с.
11. Программа и методические указания по составлению Атласа снежно-ледовых ресурсов мира / Ред. В.М. Котляков // *МГИ*. 1977. № 29. С. 53–144.
12. *Ганюшкин Д.А.* Эволюция климата и оледенения массива Монгун-Тайга (Юго-Западная Тува) в вюрме и голоцене: Дис. на соиск. уч. степ. канд. геогр. наук. СПб.: СПбГУ, 2001. 195 с.
13. *Окишев П.А.* Динамика оледенения Алтая в позднем плейстоцене и голоцене. Томск: изд. ТГУ, 1982. 210 с.
1. *Otgonbayar D.* *Sovremennoe oledenenie Mongol'skogo Altaya (na primere khrebtov Munkhkhayrhan, Sutay, gornogo uzla Tsambagarav)* Modern glaciation of the Mongolian Altai (on the example of Munhairhan and Sutai mountain ranges and Tsambagarav mountain knot). Barnaul: Business-Connect, 2013: 156 p. [In Russian].
2. *Herren P.A., Eichler A., Machguth H., Papina T., Tobler L., Zapf A., Schwikowski M.* The onset of Neoglaciation 6000 years ago in western Mongolia revealed by an ice core from the Tsambagarav mountain range. *Quaternary Science Reviews*. 2013, 69: 59–68.
3. *Byamba Zh., Selivanov E.I.* Present glaciations of Mongolia. *Izvestiya Vsesoyuznogo Geograficheskogo Obshchestva*. Bulletin of the All-Union Geographical Society. 1971, 3 (103): 249–254. [In Russian].
4. *Davaa G., Basandorj J.* Changes in hydrological systems of Mongolia. 13th Intern. Hydrological Programme (IHP) Regional Steering Committee Meeting for Southeast Asia and Pacific, Final Report, 25 November 2005, Bali Jakarta: United Nations Educational, Scientific and Cultural Organization (UNESCO), 2005: 113–122.
5. *Kamp U., Krumwiede B., Mcmanigal K., Pan C., Walther M., Dashtseren A.* The Glaciers of Mongolia. *INSTAAR Occasional Paper* 2013, 61. 43 p.
6. *Kurowsky L.* Die Hohe der Schneegrenze mit besonderer Berücksichtigung der Finsteraargorngruppe. 1891: 115–160.
7. *Chistyakov K.V., Ganyushkin D.A., Moskalenko I.G., Zelepukina E.S., Amosov M.I., Volkov I.V., Glebova A.B., Guzel' N.I., Zhuravlev S.A., Prudnikova T.N., Prjehina G.V.* *Gornyi massiv Mongun-Tayga*. Mongun-Taiga mountain massif. Saint-Petersburg: Art-Express, 2012: 310 p. [In Russian].
8. *Ganiushkin D., Chistyakov K., Kunaeva E.* Fluctuation of glaciers in the southeast Russian Altai and northwest Mongolia Mountains since the Little Ice Age maximum. *Environmental Earth Sciences*. 2015, 3 (74): 1883–1904.
9. *Ganyushkin D.A., Chistyakov K.V., Bueva M.V.* Variability of the altitudinal position of firm line on the glaciers of Altai-Sayan mountain region and its connection with climatic parameters. *Izvestiya Russkogo Geograficheskogo Obschestva* Bulletin of the Russian Geographical Society. 2013, 4 (145): 45–53. [In Russian].
10. *Moskalenko I.G., Seliverstov Yu.P., Chistyakov K.V.* *Gornyi massiv Mongun-Tayga (Vnutrennyaya Aziya)*. *Opyt ekologo-geograficheskoy kharakteristiki*. Mongun-Taiga mountain massif (Inner Asia). An experiment of ecologic-geographical characteristic. Saint-Petersburg: Russian Geographical Society, 1993. 94 p. [In Russian].
11. *Programma i metodicheskie ukazaniya po sostavleniyu Atlasa snezhno-ledovykh resursov mira*. Program and methodical regulations for the compilation of the World Atlas of Snow and Ice Resources. Ed. V.M. Kotlyakov. *Materialy glyatsiologicheskikh issledovaniy*. Data of Glaciological Studies. 1977, 29: 53–144. [In Russian].
12. *Ganyushkin D.A.* *Evolyutsiya klimata i oledeniya massiva Mongun-Tajga (Yugo-Zapadnaya Tuva) v vurmе i golotsene*.

14. *Lehmkuhl F.* Holocene glaciers in the Mongolian Altai: An example from the Turgen-Kharkhiraa Mountains // *Journ. of Asian Earth Sciences*. 2012, V. 52. P. 12–20.
15. *Мухаметов Р.М.* Колебания ледниковых систем Алтае-Саянской горной страны: Автореф. дис. на соиск. уч. степ. канд. геогр. наук. Иркутск: Ин-т географии имени В.Б. Сочавы, 1988. 16 с.
16. *Kadota T., Davaa G.* A preliminary study on glaciers in Mongolia // *Proc. of the 2nd Intern. Workshop on Terrestrial Change in Mongolia*. 2004. P. 100–102.
17. *Tsutomu K., Gombo D.* Recent glacier variations in Mongolia // *Annals of Glaciology*. 2007. № 46. P. 185–188.
18. *Kamp U., Mcmanigal K.G., Dashtseren A., Walther M.* Documenting glacial changes between 1910, 1970, 1992 and 2010 in the Turgen Mountains, Mongolian Altai, using repeat photographs, topographic maps, and satellite imagery // *Geographical Journ.* 2013. № 3 (179). P. 248–263.
19. *Чистяков К.В., Ганюшкин Д.А., Курочкин Ю.Н.* Современное состояние и динамика нивально-гляциальных систем массивов Таван-Богдо-Ола и Монгун-Тайга // *Лёд и Снег*. 2015. № 1 (129). С. 49–60. doi: 10.15356/IS.2015.01.05
20. *Михайлов Н.Н., Останин О.В.* Изменение ледников Южного и Центрального Алтая с конца XIX в. и тенденции их развития в XXI веке // *География и природопользование Сибири*. 2004. № 7. С. 172–182.
21. *D'Arrigo R., Jacoby G., Frank D., Pederson N., Cook E., Buckley B., Nachin B., Mijiddorj R., Dugarjav Ch.* 1738 years of Mongolian temperature variability inferred from a tree-ring width chronology of Siberian pine // *Geophys. Research Letters*. 2001. № 3 (28). P. 543–546.
22. *Baasst P.* Modern glaciers of Mongolia. Ulaanbaatar, 1998. 162 p.
23. *Dashdeleg N.* Modern glaciers of Mongolia. Moscow, Ulaanbaatar: Academy of Sciences of Mongolia and Academy of Sciences of USSR, 1990. 60 p.
24. *Klinge M.* Glacial-geomorphologic Investigations in the Mongolian Altai: a Contribution to the Late Quaternary Landscape and Climate History of Western Mongolia 2001. Aachen: Aachener Geographische Arbeiten, 2001. 135 p.
25. *Ганюшкин Д.А., Чистяков К.В.* Горные геосистемы внутриконтинентальных регионов Азии – структура и современная динамика // *Вопросы географии*. Сб. 137: Горные исследования. М: Издательский дом «Кодекс», 2014. С. 83–106.
- Evolution of climate and glaciation of Mongun-Taiga massif (South-East Tuva) in Würm and Holocene. Ph.D. Thesis. Saint-Petersburg, 2001: 195 p. [In Russian].
13. *Okishev P.A.* *Dinamika oledeneniya Altaya v pozdnem pleystotsene i golotsene*. Dynamics of glaciations of Altai in the Late Pleistocene and Holocene. Tomsk: Tomsk State University, 1982: 210 p. [In Russian]
14. *Lehmkuhl F.* Holocene glaciers in the Mongolian Altai: An example from the Turgen-Kharkhiraa Mountains. *Journ. of Asian Earth Sciences*. 2012, 52: 12–20.
15. *Mukhametov R.M.* *Kolebaniya lednikovyx sistem Altae-Sayanskoy gornoy strany*. Fluctuations of the glacial systems of Altai-Sayan mountain area. Irkutsk: Sochava Institute of Geography, Siberian Branch of the RAS, 1993: 16 p. [In Russian].
16. *Kadota T., Davaa G.* A preliminary study on glaciers in Mongolia. *Proc. of the 2nd Intern. Workshop on Terrestrial Change in Mongolia*. 2004: 100–102.
17. *Tsutomu K., Gombo D.* Recent glacier variations in Mongolia. *Annals of Glaciology*. 2007, 46: 185–188.
18. *Kamp U., Mcmanigal K.G., Dashtseren A., Walther M.* Documenting glacial changes between 1910, 1970, 1992 and 2010 in the Turgen Mountains, Mongolian Altai, using repeat photographs, topographic maps, and satellite imagery. *Geogr. Journ.* 2013, 3 (179): 248–263.
19. *Chistyakov K.V., Ganyushkin D.A., Kurochkin Yu.N.* Present state and dynamics of glacio-nival systems of Mongun-Taiga and Tavan-Bogdo-Ola mountain massives. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2015, 1: 49–60. doi: 10.15356/IS.2015.01.05 [In Russian].
20. *Mikhailov N.N., Ostanin O.V.* Changes of the glaciers in the South and Central Altai since the late XIX century and the tendencies of their development in the XXI century. *Geografiya i prirodopol'zovanie Sibiri*. Geography and Environmental Management in Siberia 2004, 7: 172–182. [In Russian].
21. *D'Arrigo R., Jacoby G., Frank D., Pederson N., Cook E., Buckley B., Nachin B., Mijiddorj R., Dugarjav Ch.* 1738 years of Mongolian temperature variability inferred from a tree-ring width chronology of Siberian pine. *Geophys. Research Letters*. 2001, 3 (28): 543–546.
22. *Baasst P.* Modern glaciers of Mongolia. Ulaanbaatar, 1998: 162 p.
23. *Dashdeleg N.* Modern glaciers of Mongolia. Moscow, Ulaanbaatar: Academy of Sciences of Mongolia and Academy of Sciences of USSR, 1990: 60 p.
24. *Klinge M.* Glacial-geomorphologic Investigations in the Mongolian Altai: a Contribution to the Late Quaternary Landscape and Climate History of Western Mongolia. 2001: 135 p.
25. *Ganyushkin D.A., Chistyakov K.V.* Mountain geosystems of the intracontinental regions of Asia – structure and modern dynamics. *Voprosy Ggeografii*. 137: *Gornye issledovaniya*. Problems of Geography. Issue 137. Mountain Research. Moscow: 2014: 83–106. [In Russian].

Пространственно-временное изменение составляющих водного баланса на северном склоне Заилийского Алатау

© 2016 г. В.Г. Коновалов¹, Н.В. Пиманкина²

¹Институт географии РАН, Москва, Россия;

²Институт географии Министерства образования и науки Республики Казахстан, Алматы

¹vladgeo@gmail.com

Spatial-temporal variability of water balance components in the North area of the Zailiisky Alatau Range

V.G. Konovalov¹, N.V. Pimankina²

¹Institute of Geography, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia;

²Institute of Geography, Ministry of Education and Science of Kazakhstan Republic, Almaty

¹vladgeo@gmail.com

Received April 19, 2016

Accepted June 13, 2016

Keywords: *evaporation, glaciation change, glaciers runoff, modeling, precipitation, water balance (WB), Zailiisky Alatau Range.*

Summary

Analysis of changes in WB components (precipitation, evaporation, glacier runoff, dynamical water resources) on the Northern slope of the Zailiisky Alatau was performed for the 1946–2005 time divided into two periods: 1946–1975 and 1976–2005. The territory under investigation included basins of the following rivers: Bolshaya Almatinka, Malaya Almatinka, Talgar, Turgen, Issyk, Chemolgan, Kaskelen, Kargalinka, Prohodnaya, and Uzunkargaly. Their total area down to the closing gauge points amounts to 2644 km². Summarized glacier areas in these basins and annual runoff were equal, respectively, to: 306.6 km² and 39.05 km³ in 1946–1975, and 253.0 km² and 38.35 km³ in 1975–2005. In 1946–2005, typical features of regional glaciation dynamics were increasing area of the moraine cover on glaciers and reducing area of bare ice that results in decreasing of the glacial runoff volume, all other factors being the same. The method to calculate the WB components consists of the following constituents: model of seasonal runoff from melted snow and ice in the areas of accumulation and ablation of glaciers; complex of formulas to calculate precipitation, air temperature and humidity, intensity of ice melting under the moraine, bare ice and evaporation within the height intervals corresponding to the main types of surfaces on the glaciers. On the basis of our method, we could reconstruct for the 1876–2015 period long-term series of data on a runoff, separately annual values and sums for the vegetation periods. They can be used for regional scientific and applied analyses of the river stream discharges. The data on runoff in the Malaya Almatinka River basin and observational data on the meteorological station Almaty (Hydrometeorological Observatory) had been quantitatively substantiated as the representative information for modeling and calculation of water resources on the Northern slope of the Zailiisky Alatau Range.

Поступила 19 апреля 2016 г.

Принята к печати 13 июня 2016 г.

Ключевые слова: *водный баланс, Заилийский Алатау, изменение оледенения, испарение, ледниковый сток, моделирование, осадки.*

Анализ изменения составляющих водного баланса (осадки, испарение, ледниковый сток, динамические запасы воды) на северном склоне Заилийского Алатау выполнен для временного интервала 1946–2005 гг., разделённого на две части: 1946–1975 и 1976–2005 гг. Пространственные границы района исследования включают в себя бассейны следующих рек: Большая Алматинка, Малая Алматинка, Аксай, Талгар, Турген, Иссык, Чемолган, Каскелен, Каргалинка, Проходная, Узункаргалы с общей площадью до замыкающих гидропостов 2644 км². Суммарные значения площади оледенения в этих бассейнах и годовой объём стока по данным гидрологических и гляциологических справочников 1946–1975 гг. были равны соответственно 306,6 км² и 39,05 км³, а в 1976–2005 гг. – 253,0 км² и 38,35 км³. Характерные свойства региональной динамики оледенения в 1946–2005 гг. – увеличение площади моренного покрова на ледниках и сокращение площади открытого льда, что, при прочих равных условиях, приводит к уменьшению объёма ледникового стока. Метод определения составляющих водного баланса включает в себя следующие компоненты: модель сезонного стока от таяния снега и льда в областях аккумуляции и абляции ледников; комплекс расчётных формул для определения осадков, температуры и влажности воздуха, интенсивности таяния льда под мореной, открытого льда и испарения в интервалах высоты для основных типов поверхности на ледниках. Реконструированы многолетние ряды годового и вегетационного стока за 1876–2015 гг., пригодные для региональных научно-прикладных исследований водоносности рек. Количественно обоснована репрезентативность стока в бассейне р. Малая Алматинка и данных наблюдений на метеостанции Алматы для моделирования и расчёта водных ресурсов на северном склоне Заилийского Алатау.

Введение

Пространственные границы района исследования включают в себя бассейны рек: Большая Алматинка, Малая Алматинка, Аксай, Талгар, Тургень, Иссык, Чемолган, Каскелен, Карга-линка, Проходная, Узункаргалы с общей площадью до замыкающих гидропостов 2644 км² [1]. Суммарный объём стока, измеренный на гидропостах, в 1946–1975 гг. составил 39,05 км³, а в 1975–2005 гг. – 38,35 км³. Сведения по стоку получены из гидрологических справочников и ежегодников. Пропуски в рядах по стоку восстановлены с помощью линейных связей с гидропостами-аналогами за совместный период наблюдений. Пространственно-временное изменение годового и вегетационного (апрель–сентябрь) стока рек на северном склоне Заилийского Алатау в 1946–2005 гг. иллюстрируют рис. 1 и табл. 1. В результате анализа этих материалов установлены следующие особенности многолетней динамики водных ресурсов в этом регионе:

1) суммарный годовой сток в 1976–2005 гг. уменьшился всего на 1,8% по сравнению с

1946–1975 гг., а вегетационный практически не изменился;

2) относительная доля вегетационного стока в годовом также оставалась практически одной и той же (71–72%) в эти периоды времени;

3) коэффициенты вариации годового $C_v(1)$ и вегетационного стока $C_v(2)$ в среднем за 1976–2005 гг. (см. табл. 1) увеличились примерно на 8% по сравнению с 1946–1975 гг. В отдельных случаях эта разница составила от 48 до 89%. Изредка наблюдалось уменьшение коэффициента вариации в более поздний период времени.

На фоне отсутствия существенных изменений годового и вегетационного стока в 1946–2005 гг. на северном склоне Заилийского Алатау рост $C_v(1)$ и $C_v(2)$, возможно, связан с изменением гидрологического режима в области оледенения рассматриваемого региона. По многочисленным оценкам динамики ледников Заилийского Алатау, например [2–8], установлено сокращение размеров оледенения. Несомненно, это влияет на вклад талой ледниковой воды в вегетационный сток, в суммарном объёме которого, тем не менее, отсутствуют изменения

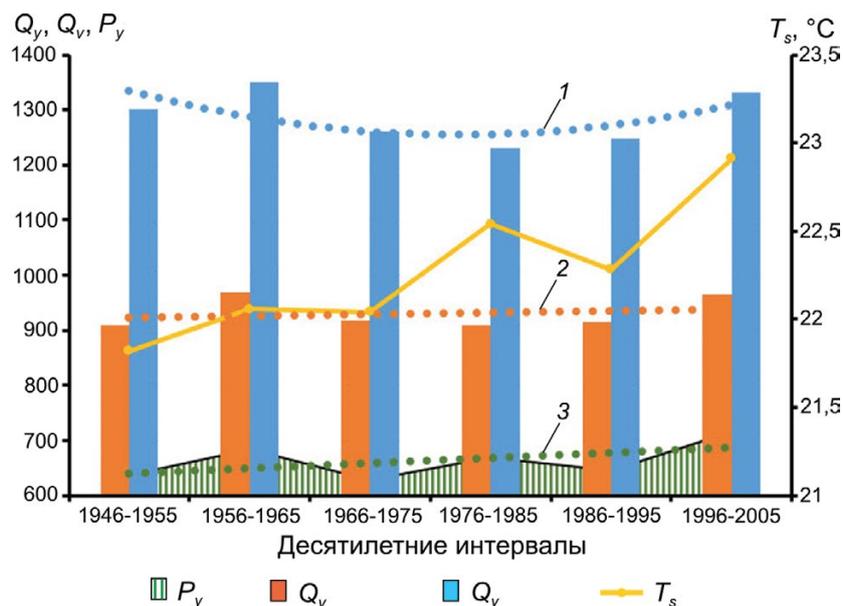


Рис. 1. Изменение в 1946–2005 гг. объёмов годового Q_y и вегетационного стока Q_v на северном склоне Заилийского Алатау, годовой суммы осадков P_y и средней летней температуры воздуха T_s на ГМС Алматы: 1, 2, 3 – соответственно линии тренда переменных Q_y , Q_v , P_y . Размерность левой оси ординат не указана, поскольку она характеризует общий числовой диапазон переменных Q_y , Q_v в млн м³ и P_y в мм/год

Fig. 1. Change in 1946–2005 the following variables: volumes of annual Q_y and vegetation flow Q_v on the northern slope of the Zailiysky Alatau Range, the annual amount of precipitation P_y and average summer air temperature T_s at the MS Almaty: 1, 2, 3 – respectively trendline for variables Q_y , Q_v , P_y . Dimension of the left y-axis is not showed because it characterize common numeric range of variables Q_y , Q_v in million m³ and mm/year for of P_y

Таблица 1. Характеристики гидрологического режима рек на северном склоне Заилийского Алатау

Индекс*	Годы	Речные бассейны										Сумма/ среднее
		Узункаргалы	Чемолган	Талгар	Исык	Тургень	Большая Алматинка	Малая Алматинка	Каскелен	Аксай	Проходная	
\bar{Q}_1	1946–1975	4,0	1,4	10,3	5,0	7,2	3,0	2,2	4,4	2,2	1,6	–
	1976–2005	3,6	1,3	10,2	5,4	7,2	2,8	1,8	4,4	2,6	1,6	
\bar{Q}_2	1946–1975	4,9	1,8	15,2	7,2	11,1	3,7	3,1	6,4	3,3	2,3	–
	1976–2005	4,8	1,7	15,3	7,4	11,1	3,4	2,6	6,7	3,5	2,3	
V_1 , млн ³	1946–1975	126,0	43,4	326,8	159,2	226,7	95,3	70,3	138,1	69,8	49,7	1305,4
	1976–2005	112,2	40,3	322,7	159,4	227,6	88,2	57,0	140,1	83,5	50,9	
V_2 , млн ³	1946–1975	76,8	27,7	239,5	114,1	176,0	57,7	48,9	100,6	52,5	35,7	929,5
	1976–2005	75,5	26,7	241,4	116,6	176,1	54,3	41,6	105,9	54,6	36,7	
V_2/V_1 %	1946–1975	61,0	63,8	73,3	71,7	77,7	60,5	69,6	72,8	75,2	71,7	71,2
	1976–2005	67,2	66,4	74,8	73,1	77,4	61,6	73,0	75,6	65,4	72,1	
$V_1/\Sigma V_1$ %	1946–1975	9,7	3,3	25	12,2	17,4	7,3	5,4	10,6	5,3	3,8	–
	1976–2005	8,8	3,1	25,2	12,4	17,8	6,9	4,4	10,9	6,5	4,0	
$V_2/\Sigma V_2$ %	1946–1975	8,3	3,0	25,8	12,3	18,9	6,2	5,3	10,8	5,6	3,8	–
	1976–2005	8,1	2,9	26,0	12,5	18,9	5,8	4,5	11,4	5,9	3,9	
$C_v(1)$	1946–1975	0,22	0,22	0,13	0,17	0,14	0,12	0,18	0,15	0,18	0,13	0,16
	1976–2005	0,19	0,16	0,14	0,16	0,15	0,11	0,26	0,25	0,18	0,16	
$C_v(2)$	1946–1975	0,19	0,27	0,14	0,20	0,19	0,18	0,22	0,16	0,24	0,16	0,19
	1976–2005	0,22	0,17	0,14	0,18	0,17	0,25	0,26	0,29	0,21	0,19	

* \bar{Q}_1 – средний годовой расход воды, м³/с; \bar{Q}_2 – средний расход за вегетационный период (апрель–сентябрь), м³/с; V_1 , V_2 , $C_v(1)$, $C_v(2)$ – соответственно объём стока и коэффициент вариации за год и вегетационный период; ΣV_1 и ΣV_2 – объёмы годового и вегетационного стока по всем бассейнам. Сумма выделена курсивом.

в среднем за 1946–1975 и 1976–2005 гг. (см. табл. 1). Анализ и описание средних за 30-летние интервалы времени (с 1946 по 2005 г.) пространственно-временных изменений составляющих водного баланса (осадки, испарение, сток) в гляциальной и внеледниковой областях Заилийского Алатау представляют собой основную цель нашего исследования. Для нескольких речных бассейнов доступны данные по месячному стоку начиная с 1920-х годов до 2008 г. Эти сведения позволяют реконструировать более длительные ряды стока с помощью корреляционных связей с климатическими факторами (осадки, температура воздуха), по крайней мере, за 1876–2015 гг., что актуально для расчёта и прогноза водных ресурсов на северном склоне Заилийского Алатау.

Методика

В бассейнах рек Центральной и Высокогорной Азии, имеющих средне-взвешенную высоту более 1000 м над ур. моря ресурсами формирования стока в течение года служат жидкие осадки, таяние сезонного снега, многолетнего (возрастом более одного года) льда и фирна горных ледников. Такие водотоки относятся к типу рек снегово-ледникового питания, для которых связь между составляющими годового гидрологического цикла (сток, осадки, испарение) выражает уравнение водного баланса речного бассейна:

$$R = K_R(P - E + W_{gl}) + \Delta W, \text{ км}^3, \quad (1)$$

где R – сток; K_R – коэффициент трансформации в сток объёма воды, поступившей на поверхность бассейна; P – осадки; E – испарение с деятельной поверхности водосбора; W_{gl} – таяние многолетних запасов льда и фирна; ΔW – динамические запасы воды в бассейне.

Применение коэффициента K_R обусловлено тем, что сумма $P - E + W_{gl}$ представляет собой «климатический

сток», отличающийся от измеренного на гидростворе на величину выклинивания подземных вод и баланса антропогенного водозабора и сброса стока. В уравнении (1) многолетний ряд объёмов стока R – характеристика, непосредственно измеряемая на гидрологических створах, замыкающих площадь бассейна F_{bas} , на которой формируется сток. Площадь F_{bas} используется также при определении объёмов осадков и испарения. Часть площади оледенения в бассейне, на которой происходит таяние многолетнего льда и фирна, меняется каждый год в зависимости от абсолютной высоты нулевого баланса процессов аккумуляции и абляции. Для расчётов среднего многолетнего объёма стока за 1946–1975 и 1976–2005 гг. по уравнению (1) принято, что W_{gl} образуется в течение июня–августа на площади абляции, т.е. от конца ледника до средней высоты границы фирнового питания. Все виды осадков, выпадающие на поверхность ледников в речном бассейне, составляют часть общей суммы P . Проблема определения и пространственно-временного анализа составляющих уравнения (1) включает в себя информационный, методический и прикладной аспекты, которые будут рассмотрены далее.

Для определения составляющих P , E , W_{gl} и ΔW будем применять различные методы расчёта. Так, на основании слабой многолетней изменчивости межлетнего стока его объём в течение января–марта приравнен к величине ΔW в уравнении (1). Входной информацией для расчёта W_{gl} служат в основном данные стандартных измерений температуры воздуха, упругости водяного пара в воздухе и осадков на сети метеорологических станций (МС), содержащиеся в климатических базах [9–11], данные справочников и ежемесячников Казгидромета, материалы по морфометрии ледников в Каталогах [1, 8, 12] и базе данных GLIMS (<http://glims.colorado.edu/glacierdata/>). Все дополнительные параметры, необходимые для расчётов P , E , W_{gl} , определяются заранее и составляют часть входной информации.

Модель ледникового стока W_{gl} . Методической основой для определения W_{gl} служит упрощённый для средних многолетних условий вариант физико-статистической модели РЕГМОД процессов аккумуляции и абляции снега и льда в гляциальных областях Центральной Азии, подробно изложенной в работах [13–16]. Упрощение состо-

ит в использовании для расчёта W_{gl} осреднённых за общий интервал времени многолетних значений климатических факторов речного стока и высотно-площадных характеристик ледников. Учитывая линейный характер связи между слоем таяния и высотой над уровнем моря [13, 14], запишем в общем виде уравнения для определения годовых/сезонных объёмов ледникового стока, который образуется в областях абляции $V(ab)$ и аккумуляции $V(ac)$ в интервалах высоты $Z_e - Z_{uml}$, $Z_{uml} - Z_{fg}$ и $Z_{fg} - Z_b$. Здесь Z_e и Z_b – соответственно высоты конца и начала ледника; Z_{uml} – верхний уровень распространения сплошного моренного покрова; Z_{fg} – высота фирновой границы:

$$V(ab) = [M_2(\tilde{Z}_{mor})F_{mor} + M_1(\tilde{Z}_{ice})F_{ice}]K_R(ab); \quad (2)$$

$$V(ac) = M(\tilde{Z}_{ac})F_{ac}K_R(ac). \quad (3)$$

В выражениях (2) и (3) $M_2(\tilde{Z}_{mor})$, $M_1(\tilde{Z}_{ice})$ и $M(\tilde{Z}_{ac})$ – соответственно слои таяния на средних взвешенных высотах для площади сплошной морены F_{mor} , открытого льда F_{ice} и области аккумуляции F_{ac} ; $K_R(ab)$ и $K_R(ac)$ – коэффициенты стока из областей абляции и аккумуляции; $F_{ab} = F_{mor} + F_{ice}$ и F_{ac} – соответственно площади областей абляции и аккумуляции. Для оценки пространственно-временного изменения W_{gl} в районе исследования необходимо учитывать изменение размеров F_{mor} , F_{ice} , а для расчёта $M_2(\tilde{Z}_{mor})$ и $M_1(\tilde{Z}_{ice})$ следует применять формулы, где аргументы и эмпирические коэффициенты получены как функции абсолютной высоты Z , широты φ и долготы λ . В частности, для расчёта M_1 , M_2 в бассейнах рек Заилийского Алатау с помощью данных о средней температуре воздуха использованы следующие выражения:

$$M_1(\tilde{Z}_{ice}) = [a\bar{T}_s(\tilde{Z}_{ice}, \varphi, \lambda) + c(\tilde{Z}_{ice}, \varphi, \lambda)]N_{ice}(\tilde{Z}_{ice}, \varphi, \lambda); \quad (4)$$

$$M_1(\tilde{Z}_{mor}) = [a\bar{T}_s(\tilde{Z}_{mor}, \varphi, \lambda) + c(\tilde{Z}_{mor}, \varphi, \lambda)]N_{ice}(\tilde{Z}_{mor}, \varphi, \lambda); \quad (5)$$

$$c[Z, \varphi, \lambda] = (0,26Z - 0,33\varphi + 0,09\lambda + 6,72)10, \text{ мм.}$$

В формулах (4) и (5): $a \sim \text{const} = 0,57$; $N_{ice}(\tilde{Z}_{ice}, \varphi, \lambda)$ – число дней таяния открытого льда, равное 92 (продолжительность периода июнь–август) минус N_{sm} – число дней выпадения и таяния снега на высоте \tilde{Z} . N_{sm} определяется на основе региональных зависимостей осадков от высоты местности и географических координат (приведены далее) и формулы (4).

$f(h_c)$ – безразмерная функция ослабления таяния под покровом морены, имеющая в интервале $0 < h_c < 2$ см максимум и две характерные точки, в которых $f(h_c) = 1$. Практические расчёты $f(h_c)$ упрощаются путём применения ранее полученных [15, 16] выражений для морены

толщиной от 0 до 2 см –

$$f(h_c)_1 = 0,15h_c^3 - 0,56h_c^2 + 0,43h_c + 1,00 \quad (6)$$

и толщиной более 2 см –

$$f(h_c)_2 = 1,5h_c^{-0,62} \quad (7)$$

Вычисление среднего слоя морены \bar{h}_c на высоте Z_{mor} выполняется по формуле

$$\bar{h} = H_c(Z_e)0,5,$$

где $H_c(Z_e)$ – толщина морены на конце ледника; определение $H_c(Z_e)$ основано на региональной зависимости $H_c(Z_e) = f(\Omega)$, где Ω – отношение площадей сплошного моренного покрова и области абляции.

В качестве численной аппроксимации зависимости $H_c(Z_e) = f(\Omega)$ получена [15, 16] эмпирическая формула

$$H_c(Z_e) = 88\Omega, \text{ см.} \quad (8)$$

Коэффициент корреляции для зависимости (8) равен 0,97. Информация для определения Ω содержится в Каталогах [1, 8, 12].

Расчёт осадков и испарения. Общий вид формулы для расчёта объёмов осадков P , испарения E и других переменных как одномерных функций высоты местности z в интервале $Z_{min} - Z_{max}$ следующий:

$$X_z = \int_{Z_{min}}^{Z_{max}} x(z)s(z)dz,$$

где $s(z)$ – распределение площади по высоте в интервале $Z_{min} - Z_{max}$.

Применив к интегралу от произведения двух функций $x(z)$ и $s(z)$ обобщённую теорему о среднем в интегральном исчислении, получим:

$$X_z = x(\bar{z}) \int_{Z_{min}}^{Z_{max}} s(z)dz,$$

где $F = \int_{Z_{min}}^{Z_{max}} s(z)dz$ – площадь в интервале $Z_{min} - Z_{max}$.

В итоге

$$X_z = x(\bar{z})F \text{ или} \quad (9)$$

для среднего значения $\bar{x} = x(\bar{z})$, где \bar{z} – средняя взвешенная высота над ур. моря в интервале $Z_{min} - Z_{max}$.

В формуле (9) множитель $x(z)$ может быть представлен как линейная или квадратичная функция одного аргумента (z) или нескольких (высота z , географические координаты: широта φ , долгота λ). Если функции $x(z)$ или $x(z, \varphi, \lambda)$ используются для пространственной экстраполяции зависимой переменной, то в неё добавляются известные значения функции в опорных пунктах $x(z_0)$ или $x(z_0, \varphi_0, \lambda_0)$. Для расчёта климатических составляющих уравнения (1) использована формула (9), в которой общий вид множителя $x(z)$ принят в виде функции высоты над ур. моря и географических координат. Соответствующие выражения с конкретными значениями эмпирических коэффициентов неоднократно (см., например, [13, 14, 16]) использовались для расчётов многолетних рядов стока рек снегово-ледникового питания в бассейнах притоков Амударьи и Сырдарьи.

Для северного склона Заилийского Алатау, по наблюдениям Казгидромета на сети ГМС, постов и суммарных осадкомеров, установлены региональные зависимости осадков за год P_y и летний периоды P_s как функции высоты местности над ур. моря, которые приведены на рис. 2, и получены следующие рабочие формулы:

$$P_y = -109,5z^2 + 722,3z - 50,6, \text{ мм;} \quad (10)$$

$$P_s = 127,0z + 8,4z, \text{ мм.} \quad (11)$$

Коэффициент детерминации для зависимостей (10) и (11) соответственно равен 0,94 и 0,94, а среднеквадратичная ошибка расчёта по выражениям (10) и (11) составляет 80 и 44 мм. Объём испарения и составляющие ледникового стока определяли с учётом временного изменения в 1946–1975 и 1976–2005 гг. средних значений температуры воздуха T и упругости водяного пара в воздухе e на высоте z за год (y) и лето (s) по следующим формулам:

$$T_y(z) = T_y(z_0) - \gamma_T(z - z_0); \quad (12)$$

$$T_s(z) = T_s(z_0) - \gamma_T(z - z_0); \quad (13)$$

$$e_y(z) = e_y(z_0) - \gamma_e(z - z_0); \quad (14)$$

$$e_s(z) = e_s(z_0) - \gamma_e(z - z_0). \quad (15)$$

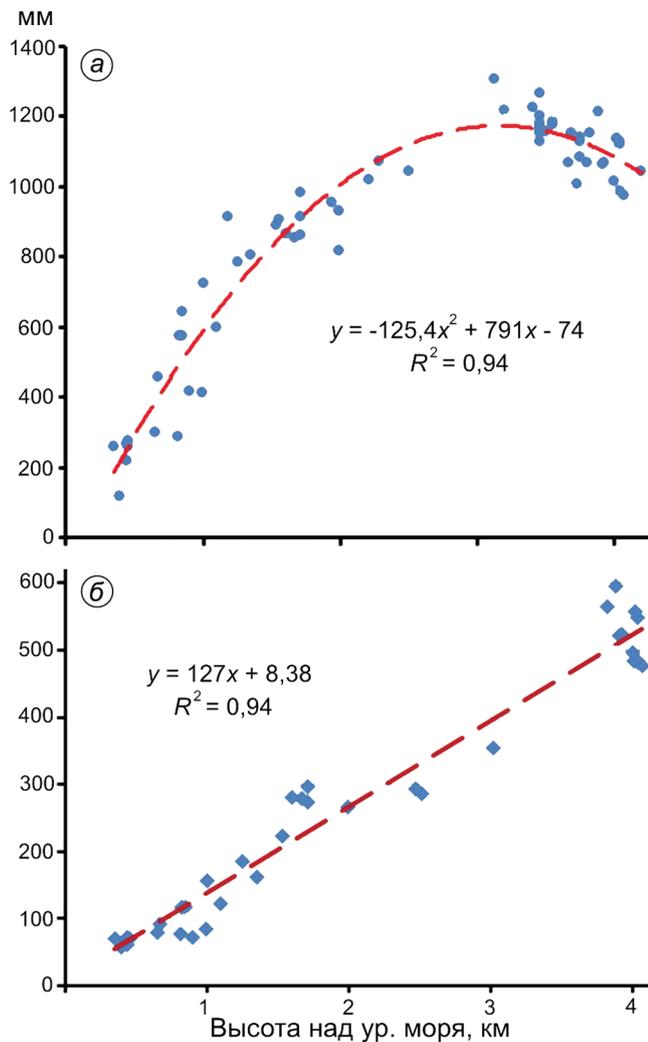


Рис. 2. Сумма осадков за год (а) и за лето (июнь–август) (б) как функция высоты над ур. моря, км
Fig. 2. The amount of precipitation for the year (a), and during the summer (June–August) (b) as a function of altitude above sea level, km

Здесь размерности T – °C, e – мбар; γ_T и γ_e – соответственно вертикальные градиенты температуры воздуха, °C/км, и эластичности водяного пара в воздухе, мбар/км; z_0 – высота опорной МС и z , км над ур. моря.

Для расчёта средней многолетней годовой суммы осадков P_y на северном склоне Заилийского Алатау, средней летней температуры воздуха T_s и эластичности водяного пара в воздухе e_s как функции высоты над уровнем моря Alt и географических координат (широта Lat , долгота $Long$) получены эмпирические формулы (16)–(18). Обычно параметры таких формул зависят от состава использованных выборок:

$$P_y = -1734,8 - 104,5Alt^2 + 660,2Alt + 103,9Long - 143,9Lat; \quad (16)$$

$$T_s = 24,45 + 0,007Long + 0,04Lat - 6,39Alt; \quad (17)$$

$$e_s = 58,2 - 2,45Alt - 0,03Long - 0,97Lat. \quad (18)$$

Сводный коэффициент корреляции для выражений (16)–(18) соответственно равен: 0,98, 0,98, 0,99, а среднеквадратичная ошибка расчёта по этим формулам составляет 94 мм; 0,95 °C; 0,44 мбар. Пространственное распределение P_y , T_s , e_s на северном склоне Заилийского Алатау иллюстрирует рис. 3. Эти схемы отражают фоновую картину сравнительно плавного изменения P_y , T_s , e_s по мере роста абсолютной высоты. Построены они на основе данных нерегулярной сети пунктов, плотность которой имеет случайный характер и не охватывает равномерно исследуемый регион (рис. 4). Если последовательно совмещать систему изолиний P_y , T_s , e_s на рис. 3 с гипсометрией территории в разном масштабе, то соответствие полученных полей P_y , T_s , e_s реальному их распределению наиболее вероятно для карт среднего и мелкого масштабов. Если для описания изменений P_y , T_s , e_s используются однофакторные линейные зависимости, не учитывающие влияние уклона и экспозиции рельефа, то, несомненно, региональное поле осадков имеет более сложный многофакторный характер. Приемлемость основных свойств полученных распределений может быть установлена апостериори после использования формул (12)–(18) для моделирования и расчёта годового и вегетационного стока в бассейнах рек на северном склоне Заилийского Алатау. Однако даже сейчас система изолиний осадков на рис. 3 более адекватно отражает их распределение, особенно в гляциальной области региона, по сравнению, например, с картой твёрдых осадков на Тянь-Шане в электронном Атласе [17].

Общий вид формул для определения объёма испарения E_v (км³/лето) на площади области аблиции таков:

$$E_v = E(\tilde{Z})F_{ab};$$

$$E(\tilde{Z}) = PE \operatorname{th}[P_s(\tilde{Z})/PE(\tilde{Z})]; \quad (19)$$

$$P_s(\tilde{Z}) - M(\tilde{Z}) = 0; \quad (20)$$

$$PE = 0,0018[25 + T_s(\tilde{Z})^2(100 - r(\tilde{Z}))]; \quad (21)$$

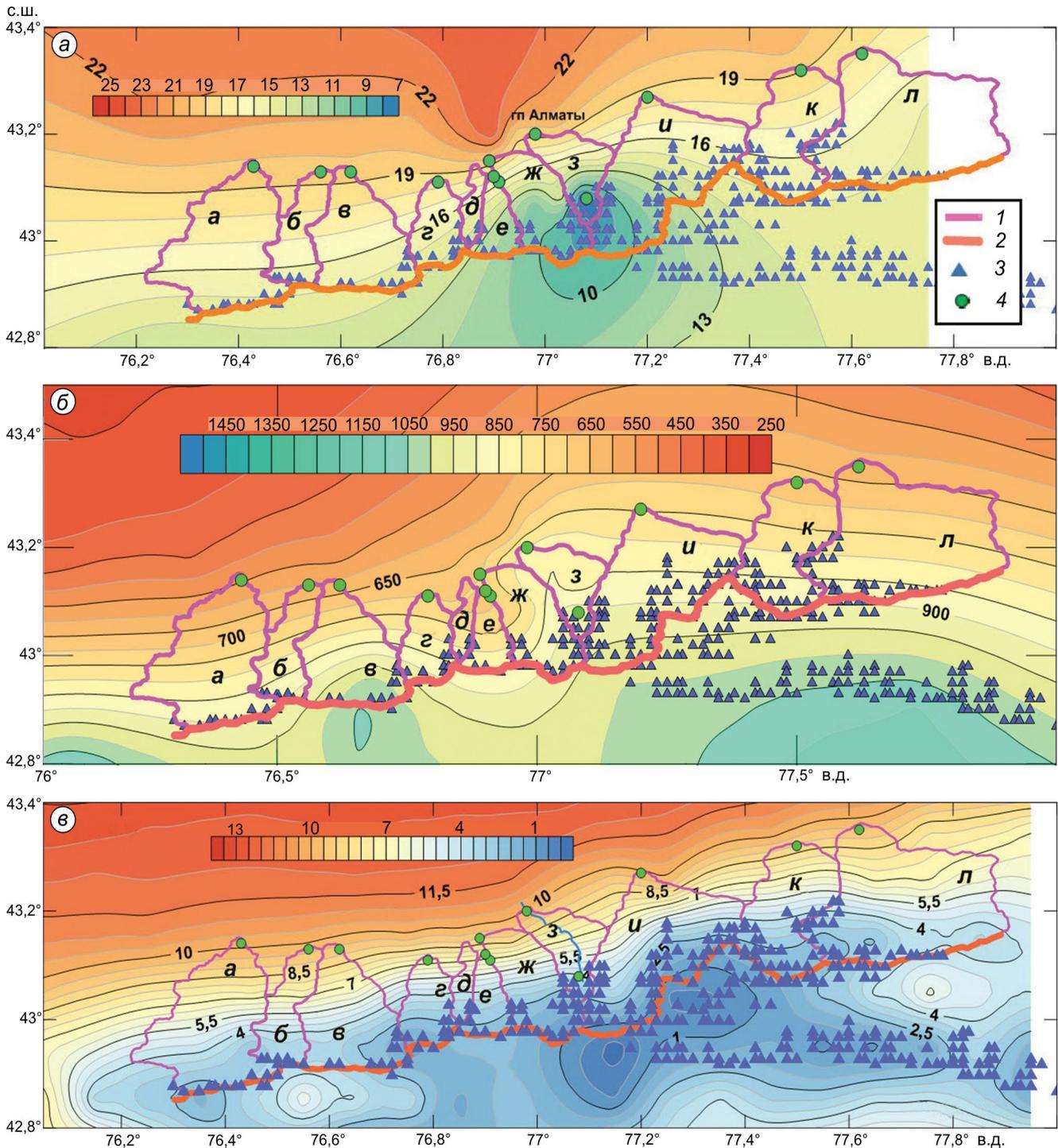


Рис. 3. Распределение климатических факторов стока на северном склоне Заилийского Алатау: *a* – средняя летняя температуры воздуха, °C; *б* – годовые осадки, мм; *в* – упругость водяного пара в воздухе, мбар; 1 – граница бассейна; 2 – водораздел Заилийского Алатау; 3 – отдельные ледники; 4 – гидропосты; названия речных бассейнов на схемах: *a* – Узункаргалы, *б* – Чемолган, *в* – Каскелен, *г* – Аксай, *д* – Каргалинка, *е* – Проходная, *ж* – Бол. Алматинка, *з* – Мал. Алматинка, *и* – Талгар, *к* – Иссык, *л* – Турген

Fig. 3. The distribution of climatic factors on the northern slope Zailiisky Alatau Range: *a* – the average summer air temperature, °C; *б* – annual precipitation, mm; *в* – water vapor pressure in the air, mbar; 1 – border of the basin; 2 – watershed of Zailiisky Alatau Range; 3 – individual glaciers; 4 – gauging stations; names of river basins in the diagrams: *a* – Uzunkargaly, *б* – Chemolgan, *в* – Kaskelen, *г* – Aksay, *д* – Kargalinka, *е* – Prohodnaya, *ж* – B.Almatinka, *з* – M.Almatinka, *и* – Talgar, *к* – Issyk, *л* – Turgen

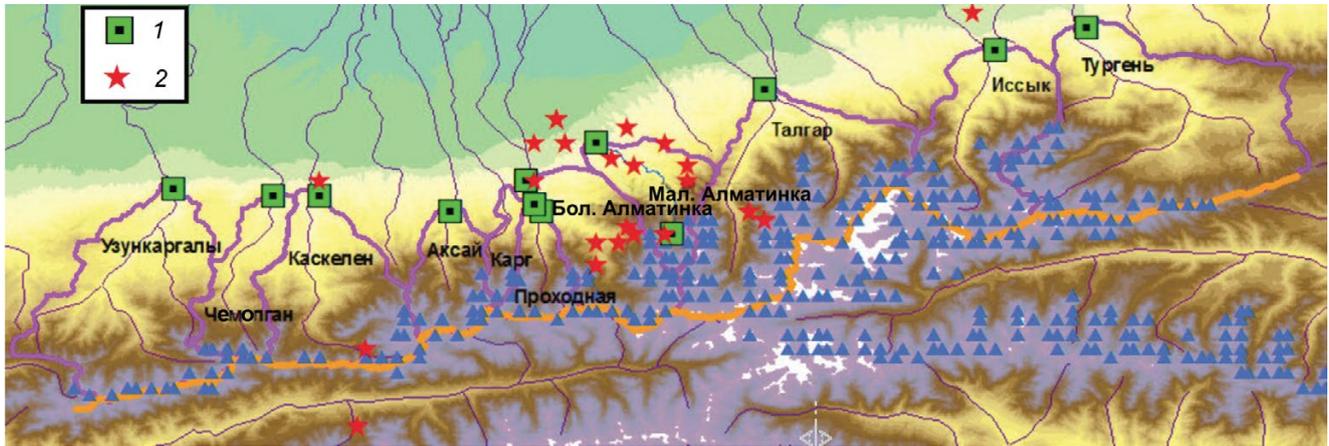


Рис. 4. Пункты измерения стока (I), осадков, температуры воздуха, упругости водяного пара (2) в бассейнах рек на северном склоне Заилийского Алатау (Карг – Каргалинка).

См. также условные обозначения на рис. 3, *a*

Fig. 4. Points flow measurement (I), and precipitation, air temperature, water vapor pressure (2) in the basins of the northern slope of the Zailiysky Alatau Range (Karg – Kargalinka river basin)

See also legend for the fig. 3, *a*

$$e_n(\bar{Z}) = 6,1 \cdot 10^{\left[\frac{7,45 T_s(\bar{Z})}{235 + T_s(\bar{Z})} \right]}, \quad (22)$$

$$e_p(\bar{Z}) = 0,15\bar{Z}^2 - 3,21\bar{Z} + 14,34; \quad (23)$$

$$r(\bar{Z}) = e_p(\bar{Z})/e_n(\bar{Z}). \quad (24)$$

Здесь E – суммарный за лето (июнь–август) слой испарения, мм; \bar{Z} – средняя взвешенная высота в интервале $Z_e - Z_{fg}$; F_{ab} – площадь области абляции; T_s – средняя за лето температура воздуха; PE – наибольшая возможная величина испарения при данных условиях увлажнения; P_s – сезонная сумма осадков; формула (19) – известное уравнение Ольдекопа для расчёта испарения; th – гиперболический тангенс; формула (20) – уравнение баланса аккумуляции и абляции на высоте \bar{Z} ; формула (21) – формула Романенко [18] для расчёта наибольшей возможной величины испарения PE при данных условиях увлажнения (мм/месяц); выражение (22) – формула Магнуса для расчёта насыщенного парциального давления водяного пара e_n при данной температуре воздуха; формула (23) – региональная зависимость парциального давления водяного пара e_p от высоты; формула (24) – выражение для определения относительной влажности воздуха. Для вывода формулы (23) использованы наблюдения метеостанций и данные аэрозондирования атмосферы, всего 320 пунктов на территории Цен-

тральной и Высокой Азии, расположенных в интервалах $58,33-118,62^\circ$ в.д., $30,18-51,12^\circ$ с.ш. и на высоте $360-5583$ м над ур. моря.

Таким образом, рассматриваемый метод содержит следующие компоненты: 1) уравнения (7) и (8) для моделирования сезонного стока от таяния снега и льда в областях аккумуляции и абляции ледников; 2) комплекс расчётных формул для определения осадков, температуры и влажности воздуха, интенсивности таяния льда под мореной, открытого льда и испарения в интервалах высоты $Z_e - Z_{uml}$, $Z_{uml} - Z_{fg}$ и $Z_{fg} - Z_b$ на ледниках.

Исходные данные

Исследование и расчёт составляющих водного баланса на северном склоне Заилийского Алатау выполнены на основе гляциологических, гидрологических и климатических исходных данных. На рис. 4 приведена схема расположения пунктов измерения гидрологических и климатических характеристик, использованных для расчёта составляющих водного баланса в 1946–2005 гг. Гидрографические данные для речных бассейнов содержатся в табл. 2. Информационной основой для гидрологического анализа служили многолетние ряды средних месячных величин стока на десяти гидропостах, опубликованные в ежегодниках и базе данных [19], а

Таблица 2. Параметры речных бассейнов и оледенения*

Речной бассейн (гидропост)	F_{bas} км ²	λ , в.д.	Φ , с.ш.	\bar{Z} , м/ Z_{gs} , м	Годы	Параметры оледенения, км ²				N_{gl}	Скорость изменения, км ² /год		
						F_{gl}	F_{ab}	F_{mor}	F_{ice}		ΔF_{gl}	ΔF_{ab}	ΔF_{mor}
Большая Алматинка (выше устья р. Проходная)	155	76,89	43,15	2723	1946–1975	31,50	15,66	6,30	9,36	29	–		
				1471	1976–2005	20,93	10,41	5,02	5,40	28	0,35	0,17	0,04
Малая Алматинка (г. Алматы)	118	76,98	43,20	2560	1946–1975	11,4	5,66	2,3	3,36	12	–		
				1175	1976–2005	8,19	4,07	1,90	2,17	10	0,11	0,05	0,01
Талгар (г. Талгар)	444	77,23	43,27	2840	1946–1975	116,80	58,23	8,30	49,93	71	–		
				1199	1976–2005	96,13	47,91	17,29	30,77	68	0,69	0,34	–0,30
Тургень (с. Таутургень)	621	77,60	43,35	2769	1946–1975	39,40	19,60	4,50	15,10	30	–		
				1142	1976–2005	32,78	16,31	7,80	8,53	29	0,22	0,11	–0,11
Чемолган (с. Чемолган)	139	76,56	43,13	2150	1946–1975	2,10	1,03	0,50	0,54	9	–		
				1097	1976–2005	2,08	1,03	0,85	0,28	5	0,00	0,00	–0,01
Иссык (г. Иссык)	256	77,48	43,22	2514	1946–1975	52,70	26,26	3,90	22,36	37	–		
				1286	1976–2005	43,18	21,53	12,82	8,71	25	0,32	0,16	–0,30
Каскелен (с. Каскелен)	305	76,64	43,13	2120	1946–1975	12,30	6,12	2,60	3,52	14	–		
				1129	1976–2005	12,74	6,35	3,58	2,78	12	0,05	0,02	0,00
Узункаргалы (пос. Фабричный)	344	76,43	43,14	2757	1946–1975	12,30	6,11	1,60	4,51	14	–		
				1120	1976–2005	14,38	7,14	5,12	2,07	17	–0,07	–0,03	–0,12
Проходная (устье)	82	76,89	43,12	2947	1946–1975	7,70	3,82	1,70	2,12	12	–		
				1475	1976–2005	5,91	2,93	2,19	0,81	13	0,06	0,03	–0,02
Акса́й (кордон Аксайский)	135	76,79	43,11	2598	1946–1975	15,50	7,70	2,80	4,91	16	–		
				1437	1976–2005	13,64	6,78	3,89	2,90	13	0,06	0,03	–0,04
Каргалинка	44	76,86	43,15	2924	1946–1975	4,90	2,43	1,00	1,43	7	–		
				–	1976–2005	3,02	1,50	0,88	0,62	3	0,06	0,03	0,00
Зайлийский Алатау	2644	–	–	–	1946–1975	306,6	152,62	35,5	117,14	258	–		
				–	1976–2005	252,98	125,96	61,34	65,04	223	1,85	0,92	–0,83
				1946–1975 гг.	min	2,10	1,03	0,50	0,54				
					max	116,8	58,23	8,30	49,93				
				1976–2005 гг.	min	2,08	1,03	0,85	0,28				
					max	96,13	47,91	17,29	30,77				

* F_{bas} – площадь бассейна выше замыкающего гидропоста; λ и Φ – соответственно долготы и широты в целых и десятичных долях градуса для центра тяжести бассейна со средней взвешенной высотой \bar{Z} ; Z_{gs} – высота гидропоста, м над ур. моря; F_{gl} – общая площадь ледников; F_{ab} – площадь области абляции; F_{mor} – площадь моренного покрова; F_{ice} – площадь открытого льда в области абляции; N_{gl} – число ледников; ΔF_{gl} – изменение площади ледников; ΔF_{ab} – изменение площади области абляции; ΔF_{mor} – изменение площади морены; ΔF_{ice} – изменение площади открытого льда.

для климатического анализа — месячные суммы осадков (31 пункт в интервале 350–4034 м над ур. моря), а также средние значения температуры воздуха (20 пунктов в интервале 394–3450 м над ур. моря) и упругости водяного пара в воздухе (шесть пунктов в интервале 847–3017 м над ур. моря). Как видно на рис. 4, большая часть ГМС сосредоточена в бассейнах Большой и Малой Алматинки, что может влиять на территориальную репрезентативность зависимостей на рис. 2.

Гидрологические характеристики. Данные по изменению параметров гидрологического режима в табл. 1 были дополнены величинами модулей годового M_{0y} и вегетационного M_{0v} стока для бассейнов рек на северном склоне Заилийского Алатау и рейтинговыми оценками межбассейновых связей M_{0y} , M_{0v} и средних расходов воды Q_y , Q_v за годовой (y) и (v) — вегетационный периоды (см. табл. 3). Рейтинги получены путём определения и суммирования коэффициентов корреляции значений M_{0y} , M_{0v} и Q_y , Q_v за 1946–2005 гг. в каждом бассейне со всеми остальными, а также с суммами расходов \bar{Q}_y , \bar{Q}_v по всем бассейнам и региональными величинами модулей стока \bar{M}_{0y} , \bar{M}_{0v} за год и вегетационный периоды. Размерность M_{0y} и M_{0v} — л/с км², для расчёта использован объём стока за календарный год и вегетационный (апрель–сентябрь) интервал времени в каждом бассейне. Для определения региональных значений \bar{M}_{0y} , \bar{M}_{0v} используются суммарные объёмы \bar{Q}_y , \bar{Q}_v годового и вегетационного стока и сумма площадей до замыкающих гидростворов по всем бассейнам. Как видно, наивысший рейтинг пространственной репрезентативности стока оказался у бассейна р. Тургень. Бассейн р. Малой Алматинки занял второе и третье места в общем списке, что позволяет считать гидрометеорологические данные наблюдений в этом частном бассейне достаточно репрезентативными для северного склона Заилийского Алатау.

При сравнении объёма стока, измеренного на гидропостах и рассчитанного по уравнению (1), необходимо учитывать возможное поверхностное изъятие воды в пределах площади F_{bas} для обеспечения нужд многочисленных потребителей. Более или менее пригодная информация по этому вопросу доступна только для бассейна Малой Алматинки. В итоге, после анализа и обобщения материалов Управления природных ресурсов и водоканала «Су Желису», Казгидро-

мета и гидрогеологов [20–22], было принято, что в 1946–1975 и 1976–2005 гг. суммарные потери поверхностного стока выше гидропоста г. Алматы составляли приблизительно соответственно 20 и 24% годового стока. Эти оценки за неимением лучшего были распространены на другие речные бассейны на северном склоне Заилийского Алатау. Определённая часть воды фильтруется с поверхности бассейнов в глубокие подземные горизонты и выклинивается ниже/выше гидропостов. Однако практически учесть этот процесс при решении поставленной задачи пока невозможно.

Гляциологическая информация. Высотно-площадные параметры ледников, полученные в работах [2, 3, 5–7, 23] для ограниченного числа различных по полноте информации временных срезов, существенно отличается по временному разрешению от ежегодных месячных средних гидрологических и климатических сведений, имеющихся в базах данных [9–11, 19] и справочниках. Исходные данные по каждому леднику, доступные для пользователей и сравнимые по набору морфометрических характеристик, есть только в [1, 8] для 1955 и 1990 гг. Данные в Каталоге [1], подготовленном по материалам аэрофотосъёмки, условно отнесены к 1955 г., хотя аэрофотоснимки этого года использованы для 106 ледников из 251. Для двух ледников данные привязаны к 1953 г., для трёх — к 1964 г., а в 140 случаях дата аэрофотосъёмки в Каталоге [1] отсутствует. По сравнению с Каталогом 1955 г. аналогичная по составу и более качественная сводка морфометрических параметров ледников, относящихся к 1990 г., была опубликована П.А. Черкасовым [8]. В Каталоге 1990 г. один из основных показателей режима ледника — высота фирновой границы Z_{fg} — во всех случаях рассчитан по методу Куровского как средняя многолетняя величина. Этот же метод использован для большинства ледников в Каталоге 1955 г. Коль скоро Z_{fg} в Каталогах 1955 и 1990 гг. отражает средние многолетние условия режима ледников, есть достаточные основания распространить этот принцип и на другие высотно-площадные параметры (Z_e , Z_b , Z_{uml} , F_{mor} , F_{ice}), перечисленные здесь. В итоге, тридцатилетние интервалы 1946–1975 и 1976–2005 гг. приняты как временные границы, к которым в качестве средних многолетних величин относятся морфометрические параметры ледников соответственно в Каталогах 1955 и 1990 гг.

Гидрографические и гляциологические характеристики основных речных бассейнов на северном склоне Заилийского Алатау приведены в табл. 2. Суммарная площадь оледенения F_{gl} в этих бассейнах в 1946–1975 гг. равна $306,6 \text{ км}^2$, а в 1975–2005 гг. составила $253,0 \text{ км}^2$, т.е. площадь сократилась на $53,6 \text{ км}^2$. Как видно из табл. 2, скорость сокращения F_{gl} и отдельных её составляющих F_{ab} , F_{mor} и F_{ice} на северном склоне Заилийского Алатау различна. Характерные свойства региональной динамики оледенения в 1946–2005 гг. – увеличение площади моренного покрова на ледниках и уменьшение площади открытого льда, что, при прочих равных условиях, приводит к снижению объёма ледникового стока. Несогласованность значений F_{gl} и F_{ab} в бассейне Узункаргалы с общей картиной динамики может быть связана с качеством исходных данных или погрешностями дешифрирования границ ледников. Изменение числа ледников N_{gl} в табл. 2 на региональном уровне согласуется с сокращением площади, хотя в отдельных случаях на этот показатель влияет распад ледников на отдельные части.

Из формул (2) и (3) следует, что опорными точками на ледниках для расчёта объёмов таяния льда под мореной, открытого льда, старого фирна и летнего снега служат средние взвешенные высоты \tilde{Z} для интервалов $Z_e - Z_{uml}$, $Z_{uml} - Z_{fg}$, $Z_e - Z_{fg}$, и $Z_{fg} - Z_b$. Значения высот на границах перечисленных интервалов как часть входной информации, используемой для определения \tilde{Z} , есть в справочниках [1, 8, 12]. Площади F_{ab} , F_{mor} , F_{ice} получены по следующим выражениям:

$$F_{ab} = F_{gl} 0,5 \{1 + \tanh[(Z_{fg} - 0,99Z_{fg} - 0,05)/0,486F_{gl}^{0,486}]\}; \quad (25)$$

$$F_{mor} = F_{ab} - F_{open}; \quad (26)$$

$$F_{ice} = F_{gl} - F_{mor}$$

Эмпирическая формула (25), предложенная в работе [24], описывает гиперболическим тангенсом распределение площади ледника по высоте. Из неё следует, что в среднем многолетнем на площадь абляции приходится примерно половина общей площади ледника. Этот результат согласуется с определением средней высоты фирновой границы Z_{fg} для стационарных ледников по методу Куровского. Для расчёта F_{mor} по

формуле (26) используется параметр F_{open} из Каталогов [1, 8]. Приемлемость описанного способа идентификации средних многолетних выотно-площадных характеристик подтверждена сравнением наших данных для 1976–2005 гг. с измеренными [3] средними значениями открытой площади оледенения F_{open} на северном склоне Заилийского Алатау в 1974–2008 гг. Оказалось, что из десяти случаев только для бассейнов рек Большая Алматинка и Каскелен разница между сравниваемыми значения F_{open} оказалась более 2 км^2 . По нашему мнению, причина такой разницы состоит в значительном преувеличении F_{open} в этих бассейнах по данным [3]. Это косвенно подтверждается сравнением площади F_{open} для 1955 г. в работе [3] и Каталоге [1].

Климатическая информация. Для пространственной экстраполяции осадков, температуры и влажности воздуха необходимы многолетние ряды метеорологических наблюдений в опорных пунктах и соответствующие эмпирические параметры. В нашей работе основной источник месячных метеорологических данных – Справочники и Ежемесячники Казгидромета и частично наблюдения на сети суммарных осадкомеров. Кроме того, существуют глобальные и региональные базы средних значений и рядов метеорологических элементов в узлах регулярной сетки с шагом $0,25-0,5^\circ$ по долготе и широте. Наиболее полная по составу глобальная база данных CRU TS 3.1 [10] охватывает 1900–2014 гг. и содержит месячные значения средней, минимальной и максимальной температуры воздуха, осадков, облачности и упругости водяного пара. Квадрат коэффициента корреляции средней температуры воздуха за отдельные месяцы периода май–сентябрь на 11 ГМС Центральной Азии, расположенных в интервале высот $1,502-3,347 \text{ м}$ над ур. моря с данными в ближайших узлах из базы данных CRU TS 3.1 составил от $0,71$ до $0,95$, что подтверждает вполне приемлемое качество этой базы.

Проанализированы рассчитанные для территории Центральной Азии [13] средние многолетние месячные значения температуры воздуха и осадков в течение года соответственно на четырёх и десяти уровнях высоты над ур. моря в пределах $35-44^\circ \text{ с.ш.}$ и $65-81^\circ \text{ в.д.}$ с интервалом $0,25^\circ$ по долготе и широте. Перед тем, как объединять сведения из сеточных климатических архивов с

данными наблюдений на ГМС, оба источника проверялись на совместимость путём построения общей корреляционной связи с конкретной функцией. Для получения эмпирических формул (10)–(18) использованы частные выборки из следующего общего архива исходных данных для северного склона Заилийского Алатау: 25 ГМС; 31 суммарный осадкомер; годовая величина аккумуляции на высоте фирновой границы для 11 групп ледников Тянь-Шаня, рассчитанная по методу М.И. Геткера [25]; семь пунктов из сеточной климатической базы данных [10].

Независимая проверка результатов пространственной экстраполяции средней летней температуры воздуха T_s выполнена по наблюдениям на 14 ГМС Киргизгидромета, расположенных на смежной территории в интервале 823–3225 м над ур. моря. В качестве базового пункта при экстраполяции T_s использована ГМС Алматы. Установлено, что в 11 случаях разница между рассчитанной и измеренной T_s не превысила 0,5 °С, в трёх

была больше 0,5 °С и меньше 1,1 °С. Аналогичная проверка локальных формул для расчёта годовой и сезонной сумм осадков не проводилась ввиду существенной неоднородности поля осадков на территории, прилегающей к Заилийскому Алатау. Перечисленные общедоступные источники входной информации делают достаточно обоснованными расчёты составляющих водного баланса в бассейнах рек на северном склоне Заилийского Алатау по формулам (10)–(18).

Для исследования временного изменения средних за 30-летние периоды месячных значений осадков P и температуры T воздуха на северном макросклоне Заилийского Алатау использованы данные ГМС Алматы за 1887–2006 гг. как базового пункта при определении составляющих водного баланса в рассматриваемом регионе. Анализ рис. 5, характеризующего периодные отклонения в 1887–2006 гг. месячных величин P и T от норм, служит основанием для следующих выводов:

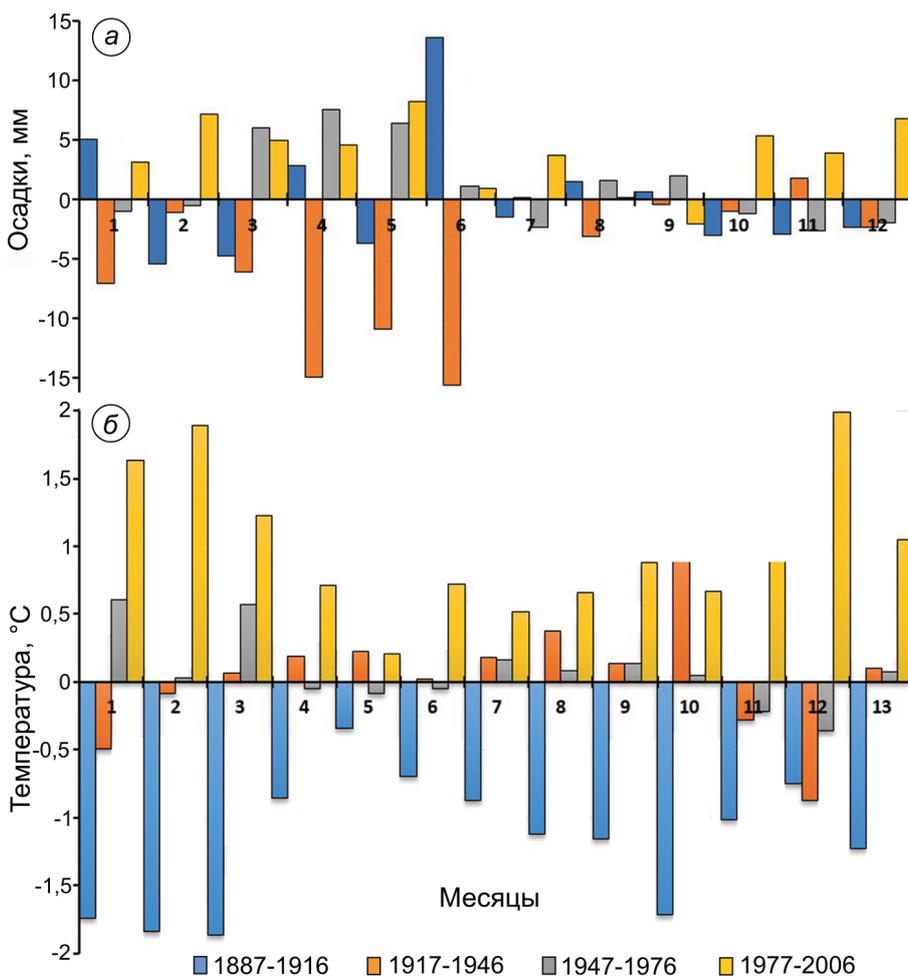


Рис. 5. Отклонения средних месячных величин осадков и температуры воздуха по 30-летним периодам относительно средних многолетних за 1887–2006 гг. По данным на ГМС Алматы:

a – средние месячные суммы осадков; *b* – средняя месячная температура воздуха (№ 13 – в среднем за год)

Fig. 5. Deviation of the mean monthly values of precipitation and air temperature on 30-year periods with respect to long-term average for 1887–2006. According to the MST Almaty GMO: *a* – average monthly precipitation totals; *b* – average monthly temperature (№ 13 – in average per year)

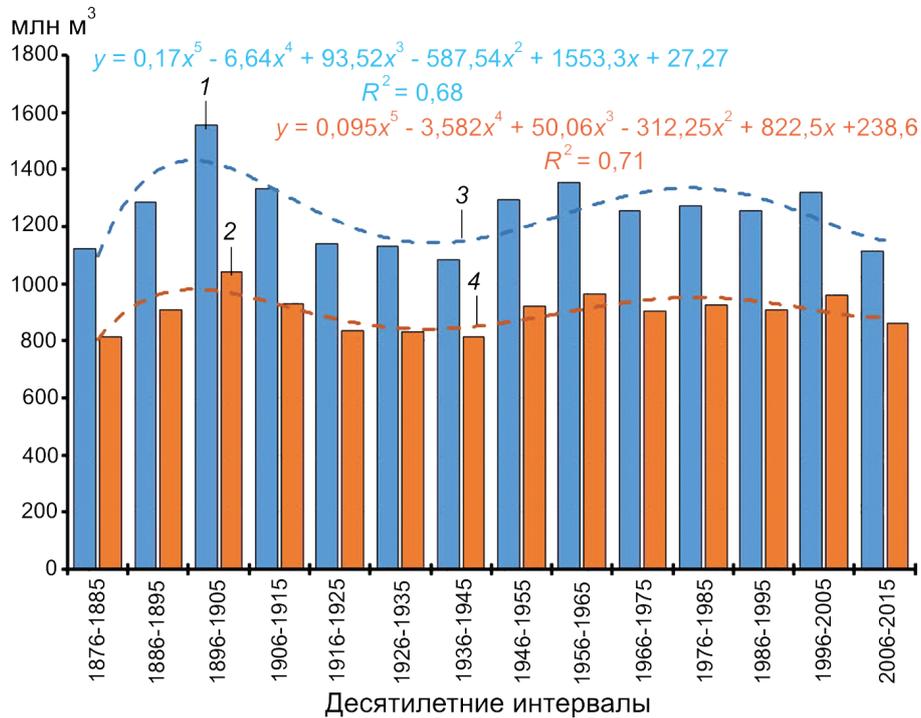


Рис. 6. Изменение средних величин годового (1, 3) и вегетационного (2, 4) стока в бассейнах рек на северном склоне Заилийского Алатау в 1876–2015 гг.

Fig. 6. Changes in average values of flow for annual (1, 3) and vegetation period (2, 4) in river basins on the northern slope of the Zailiisky Alatau Range in 1876–2015

1) наибольшие отклонения месячных сумм осадков от среднего за 1887–2006 гг. наблюдаются в зимне-весенний период, что оказывает разное по знаку влияние на объёмы годового и вегетационного стока;

2) отклонения осадков летне-осеннего периода (июнь–ноябрь) от многолетней нормы отличаются небольшими колебаниями и соответственно однообразным воздействием на формирование снегового и ледникового питания рек;

3) отклонения средней месячной температуры воздуха от нормы за 1887–2006 гг. в зимне-весенний и осенний периоды подвержены значительным изменениям по знаку и величине. Особенно это заметно в 1887–1916 и 1977–2006 гг. В эти же периоды наблюдалось противоположное по знаку отклонение средней температуры воздуха в летние месяцы.

Сглаженный по 10-летним периодам суммарный эффект аномалий осадков и температуры воздуха на годовой (январь–декабрь) и вегетационный (апрель–сентябрь) сток рек на северном склоне Заилийского Алатау иллюстрирует рис. 6. Для построения графиков использо-

ваны уравнения связи объёмов стока с годовой суммой осадков P_y и средней летней температурой воздуха T_s на ГМС Алматы. При наличии ожидаемых значений P_y и T_s по этим уравнениям может быть выполнен средний за десятилетие прогноз годового и вегетационного стока.

Результаты и обсуждение

Гидрологическая сущность исследования.

В работе представлены параметры измеренных многолетних рядов годового Q_y и сезонного объёмов стока Q_v . Аналогичные сведения невозможно получить для ледникового стока из-за отсутствия ежегодных данных по морфометрии оледенения. Кроме того, осреднённые значения Q_y и Q_v использованы как для поиска связей с климатическими факторами, так и с целью замыкания уравнения годового водного баланса и оценки качества расчёта объёмов осадков, испарения и ледникового питания рек. Результаты регионального исследования пространственно-временного изменения состав-

Таблица 3. Модули стока и рейтинги межбассейновых связей модулей и объёмов годового и вегетационного стока*

Бассейны	$\Sigma C_{or} Mo_y$	Бассейны	$\Sigma C_{or} Mo_y$	Бассейны	$\Sigma C_{or} Q_y$	Бассейны	$\Sigma C_{or} Q_y$	Бассейны	Mo_y	Mo_y
Q_y	7,95	Q_y	8,33	Q_y	8,22	Q_y	8,55	Q_y, Q_y	15,5	22,3
Тургень	6,65	Тургень	7,45	Тургень	6,98	Тургень	7,70	Узункаргалы	10,9	14,0
Мал. Алматинка	6,57	Аксай	7,44	Мал. Алматинка	6,91	Аксай	7,38	Чемолган	7,7	10,1
Аксай	6,41	Мал. Алматинка	6,97	Аксай	6,71	Мал. Алматинка	7,25	Талгар	23,1	34,3
Бол. Алматинка	6,18	Узункаргалы	6,90	Бол. Алматинка	6,48	Узункаргалы	7,13	Иссык	19,7	28,5
Чемолган	6,06	Иссык	6,65	Чемолган	6,26	Иссык	6,83	Тургень	11,6	17,9
Иссык	5,94	Чемолган	6,31	Иссык	6,25	Проходная	6,63	Бол. Алматинка	18,7	22,8
Узункаргалы	5,88	Талгар	5,87	Узункаргалы	6,04	Чемолган	6,49	Мал. Алматинка	17,0	24,2
Талгар	5,78	Бол. Алматинка	5,82	Талгар	6,04	Талгар	6,10	Каскелен	14,2	21,0
Проходная	4,12	Проходная	5,15	Проходная	5,54	Бол. Алматинка	6,04	Аксай	17,2	25,7
Каскелен	2,94	Каскелен	3,57	Каскелен	3,53	Каскелен	4,17	Проходная	19,1	27,4

* Q_y, Q_y – соответственно индексы суммы годовых и вегетационных объёмов стока по всем бассейнам; $\Sigma C_{or} Mo_y$ – сумма коэффициентов межбассейновой корреляции модулей годового стока; $\Sigma C_{or} Mo_y$ – то же для вегетационного стока; $\Sigma C_{or} Q_y$ – сумма коэффициентов межбассейновой корреляции объёмов годового стока и $\Sigma C_{or} Q_y$ – для вегетационного стока; Mo_y и Mo_y – соответственно модули годового и вегетационного стока в л/с км².

Таблица 4. Параметры временных рядов годового и вегетационного стока за 1933–2008 гг.*

Индекс	Объём стока, млн м ³			Годы		C_v	Асимметрия	Экссесс
	mid	max	min	max	min			
ΣQ_y	1275,4	1595,8	889,1	1959	1995	0,12	0,08	-0,30
ΣQ_y	919,3	1178,7	612,5	1958	1995	0,14	0,12	-0,37

* ΣQ_y – суммарный годовой объём стока; ΣQ_y – суммарный объём стока за апрель–сентябрь; C_v – коэффициент вариации.

ляющих уравнения водного баланса описаны далее в форме обобщённых выводов по нескольким научно-прикладным вопросам. Основанием для обобщений служат материалы табл. 1–5.

Пространственная вариация модулей годового и вегетационного стока (см. табл. 3) отражает различие водоносности речных бассейнов. Из этих данных следует необходимость разработки индивидуальных методов расчёта и прогноза стока как функции климатических факторов для каждого водосбора. Однако сеть пунктов ГМС на северном склоне Заилийского Алатау сосредоточена только в бассейнах Большой и Малой Алматинки. Для выяснения обоснованности экстраполяции данных ГМС в этих бассейнах выполнен рейтинговый анализ межбассейновой корреляции объёмов Q_y и Q_y за 1946–2005 гг. В результате наивысший рейтинг пространственной репрезентативности данных по стоку получен для бассейна р. Тургень, где многолетний ряд гидрологических измерений начинается с 1933 г. Свойство репрезентативности стока в этом бассейне позволило получить уравнения $\Sigma Q_y = f(Q_y - \text{р. Тургень})$ и $\Sigma Q_y = f(Q_y - \text{р. Тургень})$ с коэффициентами детерминации соответственно 0,69 и 0,77 и в конечном счёте восстановить

многолетние ряды ΣQ_y и ΣQ_y за 1933–2008 гг., которые пригодны для гидрологических расчётов и прогнозов водных ресурсов на северном склоне Заилийского Алатау. Здесь ΣQ_y и ΣQ_y – соответственно суммарные объёмы годового и вегетационного стока для всех десяти рассматриваемых речных бассейнов. Статистические параметры рядов ΣQ_y и ΣQ_y приведены в табл. 4. Определение автокорреляционной функции рядов ΣQ_y и ΣQ_y показало, что при сдвиге назад во времени от 1 до 15 лет зависимость между смежными членами ряда колеблется от -0,17 до 0,14. Тест на соответствие этих рядов нормальному распределению дал положительный результат только для ряда ΣQ_y .

В бассейне р. Тургень нет ГМС, поэтому для реконструкции рядов ΣQ_y и ΣQ_y за пределами 1933–2008 гг. использованы многолетние данные по осадкам и температуре воздуха на ГМС Алматы за 1886–2015 гг. По рейтинговому показателю пространственной репрезентативности годового и вегетационного стока р. Малая Алматинка занимает 2–3 места в списке всех бассейнов на северном склоне Заилийского Алатау, что позволило использовать климатические факторы стока в этом бассейне для реконструкции рядов ΣQ_y

Таблица 5. Составляющие водного баланса в частных бассейнах и в целом для северного склона Заилийского Алатау*

Бассейн	Годы	Индексы													
		P_y	E_y	Q_y	Q_{y+}	Q_v	W_{gl}^1	$W_{gl}^1, \%$	$W_{gl}^2, \%$	$W_{gl}^3, \%$	$Q(i-iii)$	W_{Bal}	dW	$dW, \%$	K_R
Тургень	1946–1975	0,682	0,325	0,227	0,271	0,176	0,018	6,6	10,1	15,4	0,021	0,396	0,125	46,0	0,61
	1976–2005		0,324	0,228	0,283	0,175	0,012	4,2	6,7	10,3	0,020	0,389	0,106	37,5	0,62
Талгар	1946–1975	0,496	0,211	0,326	0,390	0,240	0,053	13,5	22,0	30,9	0,032	0,370	0,019	4,9	0,96
	1976–2005		0,234	0,322	0,400	0,241	0,045	11,2	18,6	26,0	0,030	0,338	0,063	15,7	1,05
Узункаргалы	1946–1975	0,381	0,164	0,126	0,151	0,076	0,006	3,8	7,5	12,0	0,016	0,240	0,089	59,0	0,56
	1976–2005		0,182	0,112	0,139	0,075	0,004	3,2	5,9	8,2	0,016	0,220	0,081	58,1	0,55
Каскелен	1946–1975	0,302	0,150	0,138	0,165	0,101	0,006	3,7	6,1	8,4	0,015	0,172	0,007	4,4	0,88
	1976–2005		0,168	0,128	0,159	0,098	0,005	3,3	5,3	6,6	0,014	0,153	–0,006	–4,0	0,92
Иссык	1946–1975	0,275	0,123	0,162	0,193	0,114	0,023	12,1	20,4	28,2	0,017	0,192	–0,001	–0,5	0,92
	1976–2005		0,137	0,156	0,194	0,116	0,018	9,3	15,5	21,6	0,017	0,173	–0,021	–11,0	1,01
Большая Алматинка	1946–1975	0,171	0,074	0,095	0,114	0,114	0,014	12,3	24,2	37,0	0,015	0,127	0,013	11,5	0,85
	1976–2005		0,082	0,088	0,109	0,116	0,008	6,9	15,6	22,5	0,012	0,108	–0,001	–0,7	0,91
Чемолган	1946–1975	0,170	0,084	0,043	0,052	0,055	0,001	1,4	1,3	6,2	0,008	0,078	–0,026	–50,9	0,61
	1976–2005		0,094	0,040	0,050	0,053	0,001	1,3	1,2	6,4	0,006	0,069	–0,019	–37,6	0,64
Аксай	1946–1975	0,147	0,065	0,072	0,086	0,054	0,007	7,8	12,6	18,3	0,010	0,099	0,013	15,4	0,81
	1976–2005		0,072	0,074	0,092	0,055	0,005	5,6	9,3	12,5	0,010	0,090	–0,002	–2,0	0,92
Малая Алматинка	1946–1975	0,128	0,063	0,070	0,084	0,049	0,006	7,0	12,1	19,2	0,009	0,080	–0,004	–4,8	0,99
	1976–2005		0,063	0,057	0,070	0,042	0,004	5,5	9,3	15,1	0,006	0,074	0,004	5,2	0,83
Проходная	1946–1975	0,092	0,039	0,050	0,059	0,036	0,003	4,9	8,1	12,1	0,006	0,062	0,002	4,2	0,88
	1976–2005		0,043	0,051	0,063	0,037	0,002	2,4	4,1	7,8	0,006	0,057	–0,006	–10,3	0,99
Все бассейны	1946–1975	2,812	1,282	1,308	1,564	0,957	0,136	8,7	14,2	18,8	0,150	1,816	–0,252	–16,1	0,80
	1976–2005		1,381	1,257	1,561	0,941	0,104	6,6	11,0	13,7	0,136	1,644	–0,083	–7,0	0,80

* P_y – осадки (y здесь и далее – символ года); E_y – испарение; Q_y – сток на замыкающем гидростворе; Q_{y+} – сумма стока, измеренного на гидропосту, и водозабора из реки; Q_v – сток за вегетационный период; W_{gl}^1 – объём ледникового стока (таяние открытого льда и льда под мореной) за июнь–август; $W_{gl}^1, \%$ – то же в % от Q_{y+} ; $W_{gl}^2, \%$ – то же в % от Q_v ; W_{gl}^3 – то же в % от стока Q_v за июнь–август; $Q(i-iii)$ – сток за период январь–март; $W_{Bal} = P_y - E_y + W_{gl} + Q(i-iii)$ – сток, рассчитанный по уравнению водного баланса; dW – разность W_{Bal} и Q_{y+} ; $dW, \%$ – то же в %; K_R – коэффициент трансформации в формуле (1). Размерность переменных $P_y, E_y, Q_y, Q_{y+}, Q_v, W_{gl}^1, Q(i-iii), W_{Bal}, dW$ – км³.

и ΣQ_v и предварительного поиска предикторов для прогноза ΣQ_y и ΣQ_v . Попытка получить расчётные и прогностические уравнения для определения ΣQ_y и ΣQ_v как функций годовой P_y и сезонных P_s (ноябрь–март, апрель–сентябрь) сумм осадков, средних за лето температуры воздуха T_s и упругости водяного пара в воздухе e_s не имела успеха. Однако после осреднения функций и аргументов за 10-летние интервалы были получены линейные уравнения для реконструкции рядов ΣQ_y и ΣQ_v по данным ГМС Алматы с коэффициентом детерминации 0,95 (ΣQ_y) и 0,85 (ΣQ_v) и среднеквадратичной ошибкой расчёта в млн м³ 11,3 (ΣQ_y) и 13,5 (ΣQ_v). Результаты реконструкции рядов ΣQ_y и ΣQ_v за 1886–2015 гг., пригодные для различных научно-прикладных исследований, иллюстрирует рис. 6.

Ледниковое питание рек и климатические факторы стока. За 1976–2005 гг. относительно предыдущего тридцатилетия 1946–1975 гг. общая площадь оледенения в бассейнах рек на северном склоне Заилийского Алатау сократилась на 53,6 км², площадь открытого льда уменьшилась на 52,1 км², а площадь сплошной морены на ледниках увеличилась на 9,0 км² (см. табл. 2). Это произошло на фоне незначительного уменьшения суммарного годового стока (с разнозначными отклонениями от общей суммы в отдельных бассейнах), слабого прироста годовой суммы осадков и стабильного роста средней летней температуры воздуха на ГМС Алматы. Эта ГМС принята в качестве базового пункта для пространственной экстраполяции температуры воздуха и упругости водяного пара в воздухе.

Ввиду отсутствия ежегодных данных об изменении морфометрических параметров оледенения определение составляющих уравнения (1) выполнено для десяти речных бассейнов по осреднённым значениям R , P , W_{gl} , E , ΔW за 1946–1975 и 1976–2005 гг. При этом использованы исходные данные и методики расчёта, изложенные в предыдущих разделах. Сводные оценки пространственно-временных изменений составляющих уравнения (1) содержатся в табл. 5. Прежде всего обращает на себя внимание практическая стабильность годового ΣQ_y и особенно вегетационного стока ΣQ_v в 1946–2005 гг., несмотря на сокращение ледникового питания W_{gl}^1 на 24% в 1976–2005 гг. относительно 1946–1975 гг. Это указывает на слабое влияние W_{gl}^1 на общую водность речных бассейнов на северном склоне Заилийского Алатау, что подтверждается незначительными вкладами W_{gl}^1 в объёмы ΣQ_y и ΣQ_v . Относительный вклад W_{gl}^1 возрастает примерно в два раза, если учитывать отношение объёмов W_{gl}^1 и речного стока Q_s за июнь–август, которое в условиях северного склона Заилийского Алатау наиболее точно отражает роль ледникового питания в формировании сезонного речного стока. Однако и в этом случае средние значения W_{gl}^1/Q_s в 1946–1975 и 1976–2005 гг. были соответственно равны 18,8 и 13,7%. Только в бассейнах рек Талгар, Иссык и Большая Алматинка средние значения W_{gl}^1/Q_s в 1946–1975 и 1976–2005 гг. изменялись в среднем от 21 до 37%.

Определения объёмов ледникового стока и его вклада в питание рек на северном склоне Заилийского Алатау содержатся также в работах [2, 23, 26]. В отличие от использованной в нашей работе трактовки понятия «ледниковый сток», обусловленной применением уравнения (1), авторы [2, 23, 26] относят к нему, помимо таяния льда в области абляции, объёмы жидких осадков на площади оледенения и таяния: снега и фирна в области аккумуляции, сезонного снега в области абляции, подледникового таяния на нижней поверхности ледников. Следовательно, ввиду различия понятий, а также методов расчёта и верификации невозможно прямое сравнение данных табл. 6 с результатами в [2, 23, 26], поскольку оно будет некорректным.

По мнению некоторых гидрогеологов [20], существует только две составляющих стока рек на северном склоне Заилийского Алатау – под-

земное питание и ледниковый сток с соотношением вкладов 78 и 22%. С этой точкой зрения нельзя согласиться, поскольку понятие «подземное питание» включает в себя способ транзита воды в речном бассейне, образовавшейся благодаря выпадению атмосферных осадков на поверхность водосбора и таянию многолетних запасов льда. Гораздо важнее, что члены уравнения (1) P , E , W_{gl} и ΔW характеризуют условия формирования поверхностного стока, а объём его R , измеренный на замыкающем гидростворе в предгорной зоне Заилийского Алатау, содержит, как показано в [20], объём выклинивания воды из глубоких подземных горизонтов, сбросы с полей орошения и другие источники. Следовательно, необходимо совместное решение уравнений поверхностного и подземного водного баланса, которое должно быть предметом специального исследования и базироваться на соответствующей научно-информационной основе. Причины сравнительно небольшой значимости W_{gl}^1 за год и апрель–сентябрь заключаются в безусловном преобладании снегового питания рек над ледниковым, малой относительной доли площади оледенения, тенденции увеличения суммы осадков за год P_y и постоянстве её за вегетационный период P_s , которая на ГМС Алматы в 1946–1975 и 1976–2005 гг. была равной (в мм): 650 (P_y 1946–1975 гг.) и 677 (P_y 1976–2005 гг.) и 378 (P_s 1946–1975 гг.) и 372 (P_s 1976–2005 гг.). Тенденцию многолетнего изменения месячных сумм осадков на ГМС Алматы иллюстрирует также рис. 5, а. Регрессионный анализ зависимостей $\Sigma Q_y = f(P_y, P_s, T_s, e_s)$ и $\Sigma Q_v = f(P_y, P_s, T_s, e_s)$ показал, что подавляющий вклад в описание дисперсии функции принадлежит осадкам.

Оценки качества расчётов составляющих водного баланса в 1946–1975 и 1976–2005 гг. на северном склоне Заилийского Алатау, выполненные путём сравнения измеренного годового стока с суммой составляющих правой части уравнения (1), содержатся в табл. 5. Как видно, в семи случаях из десяти относительная разность W_{Bal} и Q_{y+} изменяется от 0,5 до 12%, что несомненно вполне удовлетворительный результат локального моделирования годовых и сезонных осадков, испарения, средней летней температуры воздуха, упругости водяного пара в воздухе, объёмов таяния открытого льда и льда под

сплошным слоем морены. Причина существенного отклонения между измеренным и рассчитанным стоком в трёх бассейнах пока неясна и служит предметом дальнейшего анализа. В частности, в одном случае (бассейн р. Узункаргалы) в 1976–2005 гг. по сравнению с предыдущим 30-летием по непонятной причине произошло увеличение общей площади ледников на 2,08 км², области абляции на 1,03 км², площади моренного покрова на 3,52 км² и уменьшение площади открытого льда на 3,44 км². Здесь – явная ошибка в исходных данных. В другом случае (бассейн р. Тургенъ) сравнение в 1946–1975 и 1976–2005 гг. «климатического стока», т.е. разности осадков и испарения, с рассчитанным водным балансом даёт ошибку соответственно всего –8,4 и –10,3%, что существенно лучше оценок в табл. 5.

Выводы

1. Региональные линейные зависимости сезонных величин осадков $P = P(z)$, температуры воздуха $T = T(z)$, упругости водяного пара в воздухе $e = e(z)$ и нелинейная зависимость для годовых осадков $P = P(z^2, z)$ как функция высоты

z оказались достаточно эффективными для описания и расчёта пространственных изменений осадков, испарения и ледникового стока в течение принятых временных периодов 1946–1975 и 1976–2005 гг.

2. На северном склоне Заилийского Алатау реконструированы многолетние ряды суммарного годового и вегетационного стока за 1876–2015 гг., пригодные для региональных научно-прикладных исследований колебаний водоносности рек.

3. Количественно обоснована репрезентативность стока в бассейне р. Малая Алматинка и данных наблюдений на ГМС Алматы для моделирования и расчёта водных ресурсов на северном склоне Заилийского Алатау.

4. Полученные локальные и региональные оценки объёмов и вкладов в сток талой снеговой и ледниковой воды соответствуют характерным для центральной Азии условиям формирования стока рек снегово-ледникового питания.

5. Установлено, что сокращение площади открытого льда и объёма ледникового стока в 1976–2005 гг. относительно 1946–1975 гг. практически не повлияло на водоносность рек на северном склоне Заилийского Алатау в течение годового и вегетационного периодов.

Литература

1. Каталог ледников СССР. Т. 13. Вып. 2. Ч. 1. Бассейны левых притоков р. Или от устья р. Курты до устья р. Тургенъ. Л.: Гидрометеоздат, 1967. 79 с.
2. Вилесов Е.Н., Уваров В.Н. Эволюция современного оледенения Заилийского Алатау в XX веке. Алматы: Казак Университет, 2001. 252 с.
3. Кокарев А.Л., Шестерова И.Н. Изменение ледниковых систем северного склона Заилийского Алатау за полувековой период // Лёд и Снег. 2011. № 4. С. 39–46.
4. Макаревич К.Г., Вилесов Е.Н., Голоvkova P.Г., Денисова Т.Я., Шабанов П.Ф. Ледники Туяксу. Л.: Гидрометеоздат, 1984. 170 с.
5. Северский И.В., Токмагамбетов Т.Г. Современная динамика оледенения Северного Тянь-Шаня и Джунгарского Алатау // МГИ. 2005. № 98. С. 3–9.
6. Северский И.В., Вилесов Е.Н., Кокарев А.Л., Шестерова И.Н., Морозова В.И., Козутенко Л.В.,

References

1. *Katalog lednikov SSSR. Tom 13. Vyp. 2. Chast' 1. Basseyny levyykh pritokov r. Ili ot ust'ya r. Kurty do ust'ya r. Turgen'.* USSR Glacier Inventory. V. 13. Issue. 2. Pt. 1. Basins of left tributaries of Ili river from the mouth of Kurty river. to the mouth of Turgen' river. Leningrad: Gidrometeoizdat, 1967: 79 p. [In Russian].
2. *Vilesov E.N., Uvarov V.N. Evolyutsiya sovremennogo oledeneniya Zailiyskogo Alatau v 20 veke.* Evolution of present-day glaciation in Zailiysky Alatau over the 20 century. Almaty: Kazak University, 2001: 252 p. [In Russian].
3. *Kokarev A.L., Shesterova I.N.* Changing of glacier systems at the northern slope of the Zailiysky Alatau Mountains over half a century. *Led i Sneg.* Ice and Snow. 2011, 4: 39–46. [In Russian].
4. *Makarevich K.G., Vilesov E.N., Golovkova R.G., Denisova T.Ya., Shabanov P.F. Ledniki Tuyuksu.* Glaciers of Tuyuksu. Leningrad: Gidrometeoizdat, 1984: 170 p. [In Russian].
5. *Severskiy I.V., Tokmagambetov T.G.* The current dynamics of glaciation in the Northern Tien Shan and Yungar Alatau. *Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovaniy.* Data of Glaciological Studies. 2005, 98: 3–9. [In Russian].

- Усманова З.С. Ледниковые системы Балкаш-Алакольского бассейна: состояние, современные изменения // Вопросы географии и геоэкологии. 2012. № 2. С. 31–40.
7. Токмагамбетов Г.А. Ледники Заилийского Алатау. Алма-Ата: Наука, 1976. 368 с.
 8. Черкасов П.А. Современное состояние ледников Или-Балхашского региона // Современное экологическое состояние бассейна озера Балхаш / Ред. Т.К. Кудеков. Алматы: Казанат, 2002. 388 с.
 9. Becker A., Finger P., Meyer-Christoffer A., Rudolf B., Schamm K., Schneider U., Ziese M. A description of the global land-surface precipitation data products of the Global Precipitation Climatology Centre with sample applications including centennial (trend) analysis from 1901–present // Earth System Science Data. 2013. № 5. P. 71–99.
 10. Mitchell T., Jones P. An improved method of constructing a database of monthly climate observations and associated high-resolution grids // Intern. Journ. of Climatology. 2005. № 25. P. 693–712.
 11. Williams M.W., Konovalov V.G. Central Asia Temperature and Precipitation Data, 1879–2003. Boulder, Colorado: USA National Snow and Ice Data Center. 2008. http://nsidc.org/data/docs/noaa/g02174_central_asia_data/
 12. World Glaciers Inventory. 2009. http://nsidc.org/data/glacier_inventory/ <ftp://sidacs.colorado.edu/pub/DATASETS/NOAA/G01130>
 13. Оледенение Северной и Центральной Евразии в современную эпоху / Отв. ред. В.М. Котляков. М.: Наука, 2006. 488 с.
 14. Коновалов В.Г. Таяние и сток с ледников в бассейнах рек Средней Азии. Л.: Гидрометеоздат, 1985. 237 с.
 15. Konovalov V.G. Computations of melting under moraine as a part of regional modeling of glacier runoff // IAHS Publ. 2000. № 264. P. 109–118.
 16. Konovalov V.G. New approach to estimate water output from regional populations of mountain glaciers in Asia // Geography. Environment. Sustainability. 2015. V. 8. № 2 P. 13–29.
 17. Хромова Т.Е., Медведев А.А., Муравьев А.Я., Зверкова Н.М. Электронный атлас «Снег и лёд на Земле» // Лёд и Снег. 2015. Т. 55. № 2. С. 5–8. doi:10.15356/2076-6734-2015-2-5-8
 18. Xu C.-Y., Singh V.P. Dependence of evaporation on meteorological variables at different time-scales and intercomparison of estimation methods // Hydrological Processes. 1998. V. 12. P. 429–442.
 19. Bodo B.A. Monthly Discharges for 2400 Rivers and Streams of the former Soviet Union [FSU]. July. 2000.
 20. Dzhakelov A.K., Bazarbaeva G.O. Peculiarities of groundwater formation in Trans-Ili Alatau. *Izvestiya NAN RK. Seriya geologii i tekhnicheskikh nauk*. Proc. of the National Academy of Sciences, Kazakhstan Republic.
 6. Severskiy I.V., Vilesov E.N., Kokarev A.L., Shesterova I.N., Morozova V.I., Kogutenko L.V., Usmanova Z.S. Glacial systems of Balkhash-Alakol Basin: conditions and modern change. *Voprosy geografii i geoekologii*. Problems of Geography and Geoecology. 2012, 2: 31–40. [In Russian].
 7. Tokmagambetov G.A. *Ledniki Zailiyskogo Alatau*. Glaciers in Zailisky Alatau. Alma-Ata: Nauka, 1976: 368 p. [In Russian].
 8. Cherkasov P.A. Current status of glaciers in Ili-Balkhash region. In: *Sovremennoe ekologicheskoe sostoyanie basseyna ozera Balkhash*. Modern ecological state of the Lake Balkhash basin. Ed. T.K. Kudekov. Almaty: Kaganat, 2002: 388 p. [In Russian].
 9. Becker A., Finger P., Meyer-Christoffer A., Rudolf B., Schamm K., Schneider U., Ziese M. A description of the global land-surface precipitation data products of the Global Precipitation Climatology Centre with sample applications including centennial (trend) analysis from 1901–present. Earth System Science Data. 2013, 5: 71–99.
 10. Mitchell T., Jones P. An improved method of constructing a database of monthly climate observations and associated high-resolution grids. Intern. Journ. of Climatology. 2005, 25: 693–712.
 11. Williams M.W., Konovalov V.G. Central Asia Temperature and Precipitation Data, 1879–2003. Boulder, Colorado: USA National Snow and Ice Data Center. 2008. http://nsidc.org/data/docs/noaa/g02174_central_asia_data/
 12. World Glaciers Inventory. 2009. http://nsidc.org/data/glacier_inventory/. <ftp://sidacs.colorado.edu/pub/DATASETS/NOAA/G01130>
 13. *Oledenenie Severnoy i Tsentralnoy Evrazii v sovremennuyu epokhu*. Glaciation in North and Central Eurasia at present time. Ed. V.M. Kotlyakov. Moscow: Nauka, 2006: 488 p. [In Russian].
 14. Konovalov V.G. *Tayanie i stok s lednikov v basseynakh rek Sredney Azii*. Melting of glaciers and runoff in the basins of Central Asia rivers. Leningrad: Gidrometeoizdat, 1985: 237 p. [In Russian].
 15. Konovalov V.G. Computations of melting under moraine as a part of regional modeling of glacier runoff. IAHS Publ. 2000, 264: 109–118.
 16. Konovalov V.G. New approach to estimate water output from regional populations of mountain glaciers in Asia. *Geography. Environment. Sustainability*. 2015, 8 (2): 13–29.
 17. Khromova T.E., Medvedev A.A., Muravev A.Ya., Zverkova N.M. *Elektronnyi Atlas "Sneg i led na Zemle"*. Electronic atlas "Snow and ice on the Earth". *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2015, 55 (2): 5–8. doi: 10.15356/2076-6734-2015-2-5-8. [In Russian].
 18. Xu C.-Y., Singh V.P. Dependence of evaporation on meteorological variables at different time-scales and intercomparison of estimation methods. *Hydrological Processes*. 1998, 12: 429–442.
 19. Bodo B.A. Monthly Discharges for 2400 Rivers and Streams of the former Soviet Union [FSU]. July. 2000.
 20. Dzhakelov A.K., Bazarbaeva G.O. Peculiarities of groundwater formation in Trans-Ili Alatau. *Izvestiya NAN RK. Seriya geologii i tekhnicheskikh nauk*. Proc. of the National Academy of Sciences, Kazakhstan Republic.

20. Джакелов А.К., Базарбаева Г.О. Закономерности формирования подземных вод Заилийского Алатау // Изв. НАН РК. Сер. геологии и техн. наук. 2012. № 5. С. 38–44.
21. ТЭО «Кокжайлау». ПредОВОС. Т. 1. Редакция 3.2. Алматы, 2012. <http://www.almatytourism.kz>
22. Управление природных ресурсов и регулирования природопользования г. Алматы. www.almatyeco.gov.kz
23. Уваров Д.В., Мазур Л.П. Исследование ледникового стока р. Киши Алматы (Малая Алматинка) // Гидрометеорология и экология. 2013. № 3. С. 112–129.
24. Щетинников А.С. Морфология и режим ледников Памиро-Алая. Ташкент: изд. САНИГМИ, 1988. 219 с.
25. Геткер М.И. Методические рекомендации по определению характеристик режима снежного покрова в горах Средней Азии. Ташкент: изд. САНИГМИ, 1988. 47 с.
26. Чехонадская В.А., Токмагамбетов Г.А., Щукина Т.А. Объем ледникового стока рек бассейна Или // Режим ледников и снежных лавин Казахстана. Алма-Ата, 1979. С. 110–120.
- Series of Geology and Engineering Sciences. 2012, 5: 38–44. [In Russian].
21. ТЭО "Kokzhaylau". PredOVOS. V. 1. Version 3.2. Almaty, 2012. <http://www.almatytourism.kz>. ТЭО "Kokzhaylau". [In Russian].
22. *Upravlenie prirodnykh resursov i regulirovaniya prirodopolzovaniya g. Almaty*. Natural Resources Management and Environmental Management of Almaty. www.almatyeco.gov.kz. [In Russian].
23. *Uvarov D.V., Mazur L.P. Issledovanie lednikovogo stoka r. Kishi Almaty (Malaya Almatinka)*. *Gidrometeorologiya i ekologiya*. Hydrometeorology and Ecology. 2013, 3: 112–129. [In Russian].
24. *Shchetinnikov A.S. Morfologiya i rezhim lednikov Pamiro-Alaya*. Morphology and glacier regime in the Pamirs-Alai. Tashkent: SANIGMI, 1988: 219 p. [In Russian].
25. *Getker M.I. Metodicheskie rekomendatsii po opredeleniyu kharakteristik rezhima snezhnogo pokrova v gorakh Sredney Azii*. Guidelines to determine the characteristics of snow cover regime in the mountains of Central Asia. Tashkent: SANIGMI, 1988: 47 p. [In Russian].
26. *Chekhonadskaya V.A., Tokmagambetov G.A., Shchukina T.A.* The volume of glacial runoff of the Ili River basin. *Rezhim lednikov i snezhnykh lavin Kazakhstana*. Regime of glaciers and avalanches in Kazakhstan. Alma-Ata, 1979: 110–120. [In Russian].

Озёра у ледника Малый Азау на Эльбрусе: динамика и прорывы

© 2016 г. М.Д. Докукин*, А.В. Хаткутов

Высокогорный геофизический институт, Нальчик, Россия

*inrush@bk.ru

Lakes near the glacier Maliy Azau on the Elbrus (Central Caucasus): dynamics and outbursts

M.D. Dokukin*, A.V. Khatkutov

High-Mountain Geophysical Institute, Nalchik, Russia

*inrush@bk.ru

Received April 17, 2016

Accepted July 5, 2016

Keywords: *breakthrough floods, degradation of glaciers, glacial lakes, medial moraines, outburst of lake, satellite images, underground drainage.***Summary**

The lake dynamics and the current state of them were analyzed on the basis of interpretation of aerial and satellite images of different years together with results of field surveys. Areas of six lakes existing in different years near the Maliy Azau Glacier had been determined. On August 22, 2011, the maximum area of one of the lakes was equal to 25.5 thousand m². The first outburst was caused by the landslide deformations of the moraine massif forming a part of the lake basin, while the second one was a result of degradation of the lake ice dam and the water overflow on top of it. The present-day lake dams (terminal-moraine ramparts and medial moraine ridges) are the result of the Maliy Azau Glacier advance in 1990s. The revealed feature of the lake dynamics on the mountain Elbrus was a drop of the water level and corresponding decrease of the lake areas in winter that was related to existence of the groundwater runoff into fractured volcanic rocks. At present, moraine dams of lakes and areas of the surface water runoff from the lakes are in stable condition due to which there is no threat of a lake outburst. However, the potential threat of outburst still remains because of high seismicity and possible volcanic activity in this region.

Поступила 17 апреля 2016 г.

Принята к печати 5 июля 2016 г.

Ключевые слова: *деградация ледников, космические снимки, ледниковые озёра, подземный сток, прорыв озера, прорывные паводки, срединные морены.*

На основе дешифрирования аэрофотоснимков и космических снимков приводятся данные о количестве и динамике озёр у ледника Малый Азау за 1957–2015 гг. Наибольшая площадь озера (25,5 тыс. м²) зафиксирована на космоснимке 22.08.2011 г. незадолго до прорыва. Прорывы озёр происходили в 1978 и 2011 гг. и имели разные причины. Первый прорыв связан с оползневными деформациями моренного массива, слагающего часть озёрной котловины, второй – с деградацией ледяной плотины озера и переливом воды поверх неё. Установлен также факт значительного падения уровня воды в озёрах в зимний период.

Введение

Озёра, расположенные около ледника Малый Азау на южном склоне Эльбруса, широко известны и ежегодно посещаются туристами и альпинистами. Они обозначены на топографических картах в контурах 1957 г. На рис. 1 показано расположение участка озёр в 2015 г. Публикации, в которых приводятся характеристики озёр и сведения об их прорывах, появились только в XXI в. [1–4]. А.В. Зимницкий и В.М. Кидяева проводили батиметрические съёмки и опубликовали данные об одном озере, которое получило название «Азау» [1] и «Малое Азау» [2, 3] (табл. 1). На основе материалов, подобранных авторами на

участок озёр, – аэрофотоснимков и космических снимков разных лет (в том числе снимка из космоса 2015 г.) – проанализирована динамика озёр и оценено современное их состояние.

Исходные материалы

В работе использованы следующие аэрофотоснимки: 16.08.1957; 08.09.1973; 1975; 07.08.1980; 27.07.1988; 08.09.1997 (МГУ); 28.09.2012 (ООО «Аэротех»). Космические снимки предоставлены ИТЦ «СканЭкс»: 11.09.2007 (EROS A); 19.09.2009; 16.10.2009 (GeoEye-1); 11.02.2010 (WorldView-1); 22.08.2011; 21.09.2011 (SPOT 5);

Таблица 1. Характеристики озера «Малое Азау» по данным ряда авторов*

Автор, год	Площадь, тыс. м ²	Максимальные значения, м			Средняя глубина, м	Объём, тыс. м ³
		длины	ширины	глубины		
А.В. Зимницкий, 2005 [4]	20,0	201	136	8,0	3,5	70,3
В.М. Кидяева, 2005 [7]	19,8	254	78	8,3	3,4	66,7
В.М. Кидяева, 2011 [6]	26,0	279	93	7,8	2,6	66,7

*Озеро «Малое Азау» в настоящей статье соответствует озеру № 1 (восточное).

08.09.2013 (SPOT 6); 06.09.2014 (Pleiades 1A); 23.09.2014 (GeoEye-1); 23.08.2015 (Pleiades 1B). С сайта НАСА (<http://eol.jsc.nasa.gov>) получен снимок с МКС 24.08.2002. Также использовалась топографическая основа 1:5000 (ООО «Аэротех»).

Аэрофотоснимки и космические снимки привязывались по опорным точкам к карте 1:5000 в программе ArcGIS. В 2015 г. выполнены марш-

рутное обследование участка, прилегающего к озёрам, и полевое дешифрирование космических снимков. В результате обработки материалов определены этапы развития озёр, связанные с динамикой ледника и прорывами озёр.

Результаты исследований

Динамика озёр в период 1957–1980 гг. В это время у края ледника Малый Азау существовало два озера, названные нами восточное и западное. На рис. 2 показано состояние озёр по данным аэрофотоснимков до и после прорыва западного озера 19 июля 1978 г. [4]. В период 1957–1973 гг. произошло наступление ледника Малый Азау, которое установлено по появлению моренного вала (см. рис. 1 и рис. 2), перекрывшего русло притока талых вод ледника в западное озеро. Возможно, из-за этого и уменьшилась его площадь с 5,8 до 3,3 тыс. м². К 1975 г. ледник Малый Азау продвинулся на северо-восточную окраину озера. Наступание составило около 15 м. По-видимому, при наступлении ледника был деформирован подлёдный канал стока из восточного озера. В результате уровень восточного озера поднялся и вода из него стала поступать в западное озеро. Западное озеро опять увеличилось в размерах (площадь достигла 6,3 тыс. м²). Площадь восточного озера, несмотря на смещение его береговой линии из-за наступления ледника, осталась почти неизменной – 18,1 тыс. м². Это произошло из-за подъёма уровня воды.

19 июля 1978 г. произошёл прорыв западного озера, сопровождавшийся формированием глубокого вреза в моренном массиве. Протяжённость образовавшегося вреза составила около 480 м, перепад высоты – 170 м, средний угол наклона – 20,5°. Местами глубина вреза достигала 30 м, а в среднем составляла 15–18 м, площадь вреза по бровке – 13 тыс. м². Объём вынесенного рыхло-

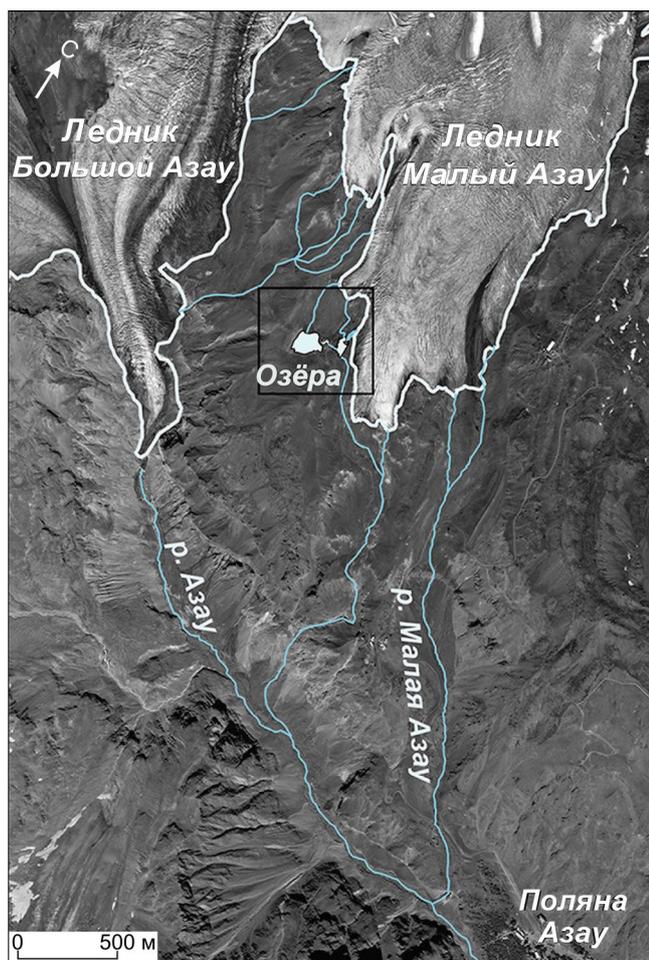


Рис. 1 Схема расположения исследуемых озёр на космоснимке 23.08.2015 г.

Fig. 1. Location scheme of investigated lakes on the satellite image of 23.08.2015

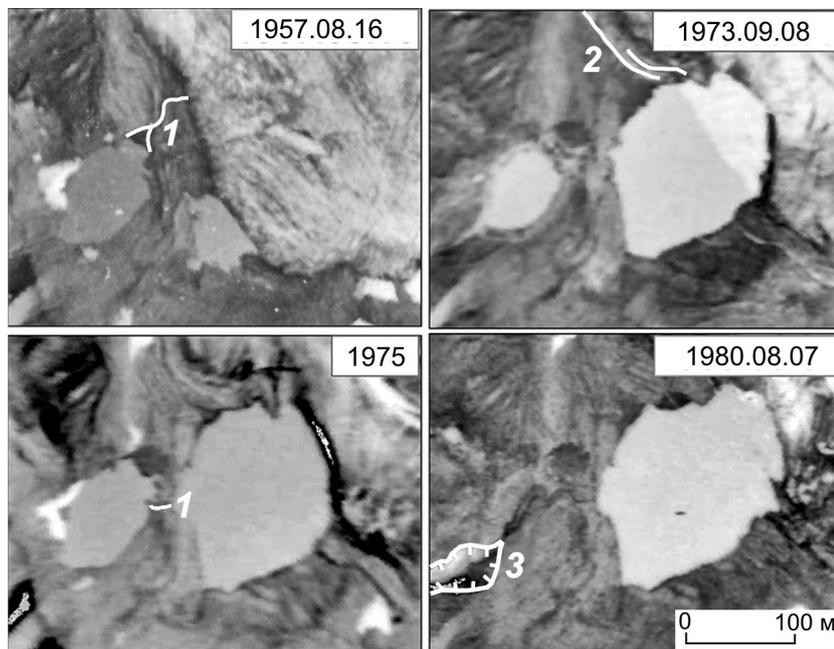


Рис. 2. Динамика западного и восточного озёр за 1957–1980 гг.:

1 – водные потоки, питающие озеро; 2 – свежий моренный вал; 3 – верхняя часть вреза, образовавшегося после прорыва западного озера

Fig. 2. Dynamics of western and eastern lakes in 1957–1980:

1 – water streams feeding lake; 2 – fresh damp moraine; 3 – upper part of cut, formed as a result of the western lake outburst

обломочного материала был более 100 тыс. м³. Язык ледника Большой Азау был завален отложениями селя на площади около 130–140 тыс. м² (рис. 3).

Причины и последствия прорыва озера описаны И.Б. Сейновой и Е.А. Золотаревым в ра-

боте [4]. Согласно их данным, прорыв озера был вызван падением блока льда в озеро. Действительно, условия для такого падения блока льда в то время существовали. Северо-восточный участок береговой линии восточного озера на контакте с ледником Малый Азау представлял собой высокий обрыв. Если бы возникла прорывная волна, то скорее всего, была бы прорезана перемычка, разделяющая восточное и западное озёра. Если бы в перемычке образовалась промоина, то на величину её заглупления упал бы уровень восточного озера. Но этого не произошло. Уровень воды в восточном озере не понизился (см. рис. 2). Таким образом, не исключая выплеска части воды из восточного озера, можно сделать вывод, что это – не основная причина прорыва западного озера и формирования вреза.

По нашему мнению, прорыв западного озера в 1978 г. был обусловлен нарушением устойчивости юго-западного участка озёрной котловины. Оно произошло в результате насыщения водой и разжижения массива морены за счёт таяния находящегося в нём льда. Связи с повышением температуры воздуха не обнаружено, так как в сезон 1978 г., по данным [4], температура была ниже нормы. Моренный массив потерял устойчивость и стал сползать с образованием вреза. Объём селевого материала, вынесенный из вновь образовавшегося вреза, не сопоставим с объёмом озера, существовавшего до прорыва. При площа-

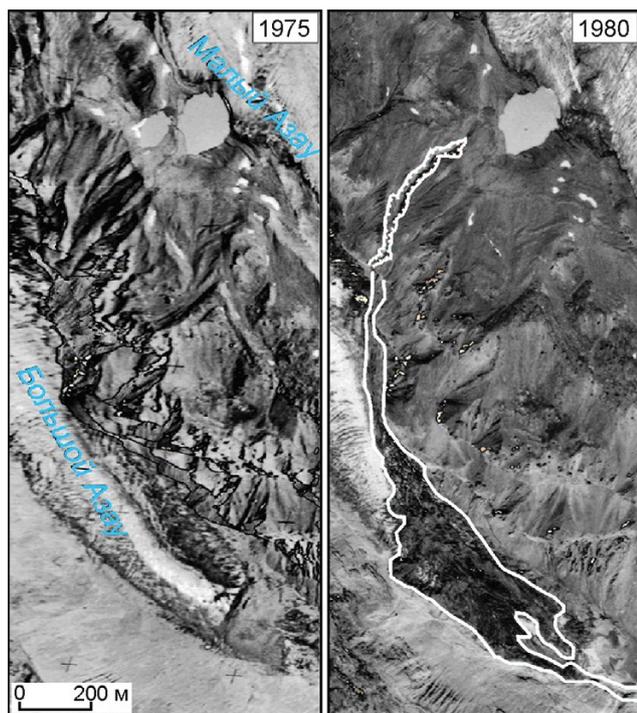


Рис. 3. Следы прорыва западного озера на аэрофото-снимке

Fig. 3. Traces of the western lake outburst on the aerial photo

ди озера около 6,3 тыс. м³ объём воды не превышал 12 тыс. м³, что практически в 10 раз меньше объёма селевых отложений на леднике Большой Азау. Следовательно, перемещение рыхлообломочных масс моренного массива при формировании вреза происходило в результате сползания разжиженных водой масс, а не размыва прорывным паводком. Водный поток лишь способствовал обрушению и сползанию моренных масс. Подобные врезы могут формироваться в специфических моренных формах – пьедесталах – при отсутствии ливней и без наличия озёр [5].

Динамика озёр в период 1980–2011 гг. С 1980 по 1988 г. площадь восточного озера практически не изменилась – 22,1 и 22,0 тыс. м² соответственно. В 1990-х годах, как и для большого числа других ледников Приэльбрусья [6, 7], произошло наступание ледника Малый Азау. В результате наступания образовалась серия моренных гряд (рис. 4) и уменьшилась площадь восточного озера (№ 1) до 17,5 тыс. м² (рис. 5, 1997 г.). Наступание ледника Малый Азау на участке между моренными грядами 2 и 3 составило 40 м. Озеро № 2 (см. рис. 4) в результате таяния мёртвого льда моренных гряд появилось уже к 2006 г. – оно видно на космоснимке IRS 1C/1D 11.08.2006 г. В это время уже существовал залив восточного озера, отчётливо фиксируемый на космоснимках 2007 и 2009 гг. (см. рис. 5).

Наличие октябрьского снимка (16.10.2009 ГеоEye-1) позволило установить колебание уровня воды в восточном озере в течение сезона. Как отмечено в работе [8], озёра, имеющие подземный сток, испытывают значительные колебания уровня воды, во многих случаях вплоть до полного слива озёр в зимний период. Площадь восточного озера за период с 19 сентября по 16 октября 2009 г. уменьшилась с 18,0 до 13,5 тыс. м² (см. рис. 5) за счёт наличия подземного стока, который продолжался и после прекращения притока воды в озеро.

До 22 августа 2011 г. площадь восточного озера (№ 1 на рис. 4) увеличивалась за счёт таяния мёртвого льда моренных гряд. Быстрое плавление ледяной гряды № 4 началось в 2007 г., когда озеро № 2 подошло к границам этой гряды. За четыре года стаяло 40 м плотины озера по ширине. Лёд гряды плавился примерно со скоростью 10 м в год вследствие воздействия воды озера по фронту шириной около

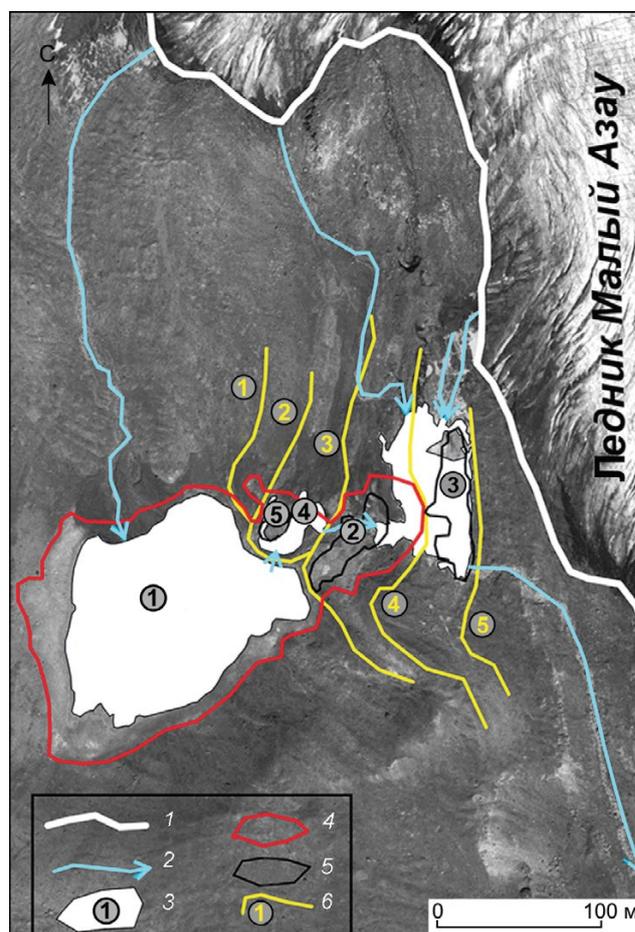


Рис. 4. Схема моренных гряд и новых озёр, образованных в результате наступания ледника Малый Азау в 1990-х годах (космоснимок 23.08.2015):

1 – граница ледника Малый Азау; 2 – водотоки и их направления; 3 – озёра в границах 2015 г. и их номера; 4 – контур озера 22.08.2011 г.; 5 – контуры озёр и их номера в предыдущие годы (№ 2 – 19.09.2009; № 3 и 5 – 21.09.2011); 6 – моренные гряды и их номера по состоянию до прорыва озера

Fig. 4. Scheme of new moraine ridges and new lakes as a result of Malyi Azau Glacier advance in the 1990s.

1 – boundary of Malyi Azau Glacier; 2 – watercourses and their directions; 3 – lakes within the boundaries of 2015 and their numbers; 4 – lake outline on August 22, 2011; 5 – outlines of lakes and their numbers in previous years (№ 2 – 19.09.2009; № 3 and 5 – 21.09.2011); 6 – moraine ridges and their numbers before lake outburst

40–45 м. На снимке SPOT 5 22.08.2011 зафиксировано максимальное значение площади озера – 25,5 тыс. м² (рис. 6), что практически совпадает с площадью озера, измеренной В.М. Кидяевой в 2011 г. (см. табл. 1).

22 августа 2011 г. восточная граница озера вплотную подошла к оси ледяной гряды № 4 (см. рис. 4), которая сдерживала воды озера от пере-

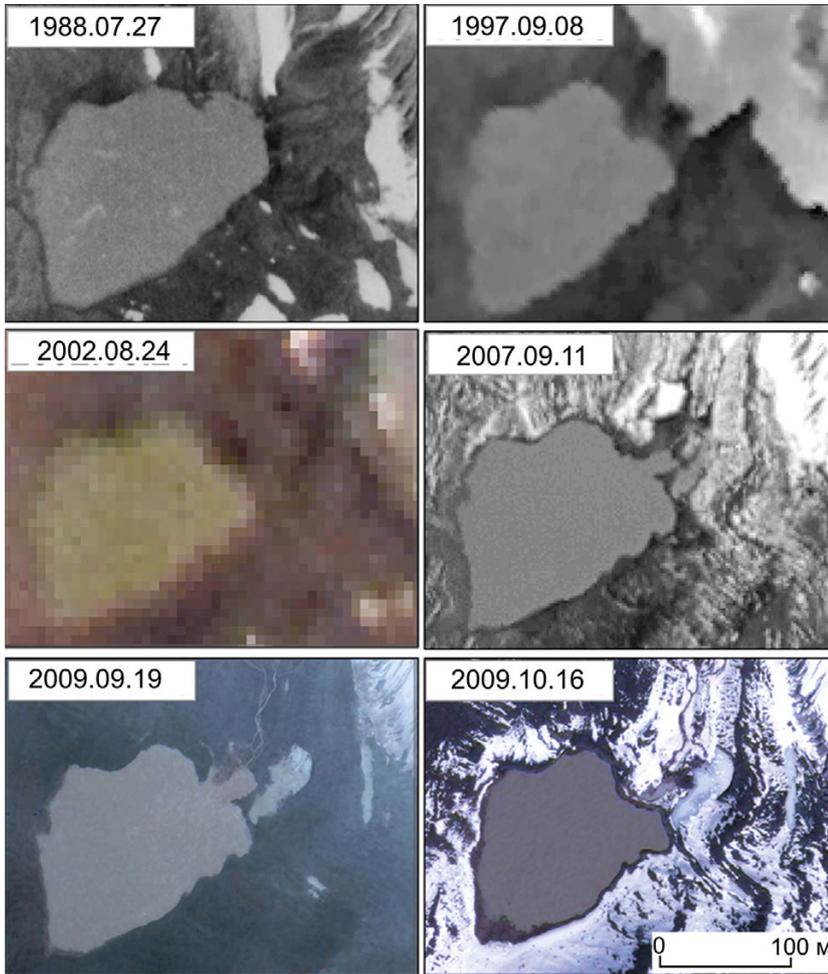


Рис. 5. Динамика озёр в 1988–2009 гг.
Fig. 5. Dynamics of lakes in 1988–2009.

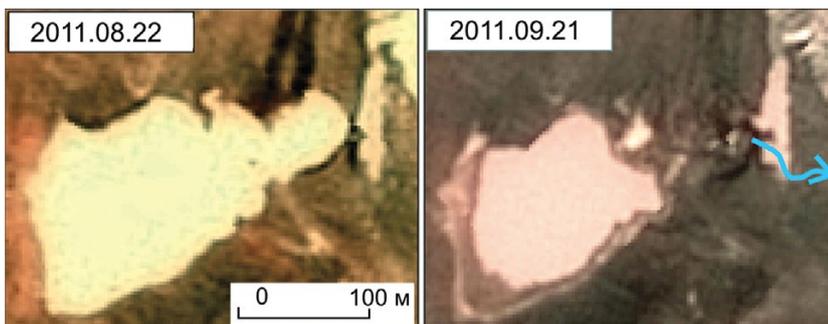


Рис. 6. Восточное озеро (№ 1) до и после прорыва.
Стрелкой показано направление прорыва озера
Fig. 6. Eastern lake (№ 1) before and after outburst.
Arrow shows the direction of the lake outburst

лива. Наличие топоосновы 1:5000 и точных границ береговой линии озера в разные годы позволило определить высоту уровня воды до и после прорыва и высоту ледяной плотины. Современный летний уровень воды в озере практически совпадает с уровнем 28.09.2012, показанным на карте 1:5000 – 3269,5 м. Это меньше уровня озера до прорыва (22.08.2011) на 0,6 м. В 2011 г. озеро № 1 соединилось с озёрами № 2 и 5. Учитывая, что уровень озера оставался практи-

чески неизменным, по разнице отметок уровня озера в 2011 г. (по карте 1:5000) и подножия ледяной гряды № 4 можно вычислить высоту ледяной плотины озера на момент начала прорыва. Она составляла $3270,1 - 3268,3 = 1,8$ м. Объём прорывного паводка определялся на основе данных о разной величине падения уровня воды в озере, состоящем из нескольких объединённых в один бассейн котловин (озёра № 1, 2 и 5). Для подсчёта объёма воды, слившейся в

результате прорыва, площадь озера № 1 по состоянию на 22.08.2011 г., была разделена на два участка: первый участок соответствует площади озера № 1 в период 2007–2009 гг.; второй участок – остальная часть, где были озёра № 2 и 5. Объём воды, слившейся с площади озера № 1, составил: $15,8 \text{ тыс. м}^2$ (средняя площадь) \times $0,6 \text{ м} = 9,5 \text{ тыс. м}^3$. На остальной площади озера ($25,5 - 18,0 = 7,5 \text{ тыс. м}^2$) падение уровня было в среднем равным $0,9-1,0 \text{ м}$ (максимальное – $1,8 \text{ м}$). Объём слившейся воды с этой площади составил до $7,5 \text{ тыс. м}^3$. Следовательно, общий объём воды, сброшенной при прорыве, равен примерно $15-17 \text{ тыс. м}^3$. Это больше, чем слилось при прорыве озера в 1978 г.

С учётом того, что скорость пропиливания ледяной гряды водным прорывным потоком может составлять $0,6 \text{ м/ч}$ [6], можно предположить, что прорыв озера продолжался около часа. Тогда средний расход прорывного паводка составит порядка $5 \text{ м}^3/\text{с}$. Прорыв озера с таким

невысоким расходом воды оказался незамеченным и не принёс негативных последствий. Поскольку при прорыве озера в 2011 г. не происходило существенного врезания русла, объём рыхлообломочного материала, перенесённого водой при паводке и отложенного на конусе выноса в долине Азау, составил немногим более $10-12 \text{ тыс. м}^3$, т.е. почти в 10 раз меньше, чем в 1978 г. Прорыв озера в 2011 г. также мог быть спрогнозирован, как и прорыв озера на севере Эльбруса [9], если бы оно вовремя было обследовано и если бы своевременно был получен космический снимок.

Динамика озёр в период 2011–2015 гг. После прорыва восточное озеро перед ледником Малый Азау существует в стабильном режиме, который характеризуется сильным падением уровня в зимний период (рис. 7, фрагмент 15.02.2014 г.). Заметим, что зимой уровень озера как до прорыва, так и после него примерно одинаков и соответствует минимальной площади

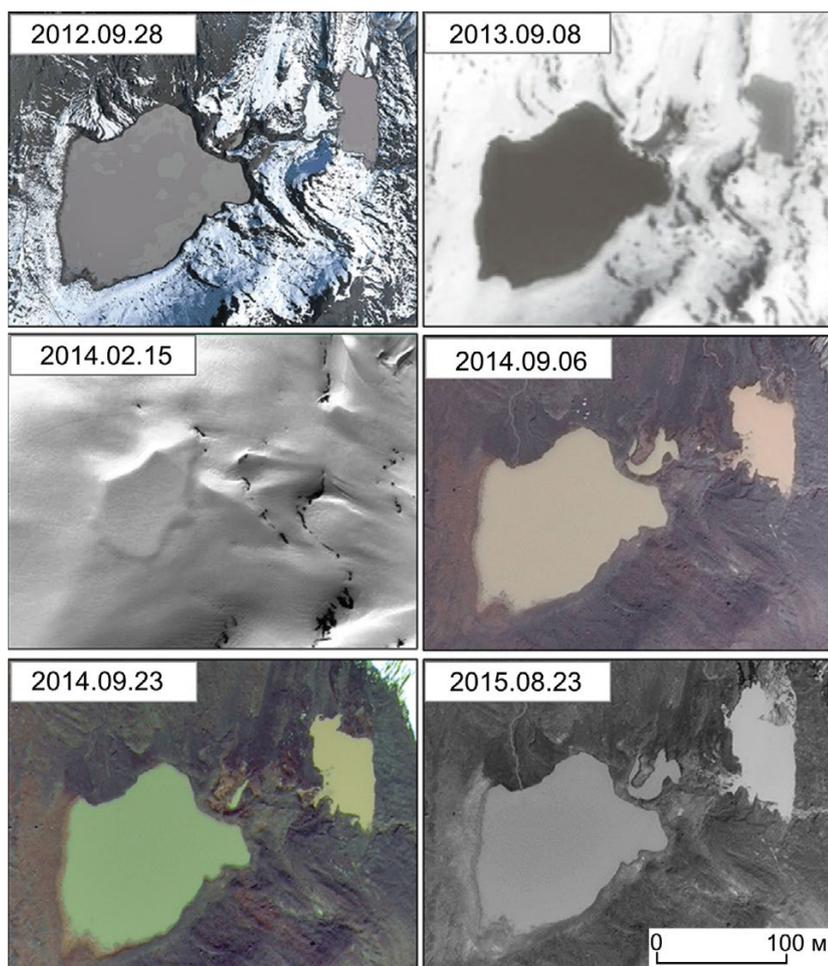


Рис. 7. Динамика озёр в 2012–2015 гг.
Fig. 7. Dynamics of lakes in 2012–2015

Таблица 2. Площади озёр у края ледника Малый Азау в разные годы*

Дата, год	Площади озёр, тыс. м ²				
	западное	восточное (№ 1)	№ 2	№ 3	№ 4
16.08.1957	5,79	2,74			
08.09.1973	3,33	18,06			
1975	6,27	18,13			
07.08.1980		22,14			
27.07.1988		22,04			
08.09.1997		17,53			
11.09.2007		18,35	0,35		
19.09.2009		17,96	1,25	0,42	
16.10.2009		13,45	1,10	0,52	0,20
22.08.2011		25,45		1,37	
21.09.2011		12,52		1,52	0,25
28.09.2012		13,10		1,91	0,06
15.02.2014		3,75			
06.09.2014		13,63		3,08	0,63
23.08.2015		13,24		3,96	0,77

*Нумерация озёр соответствует схеме на рис. 4. Площадь озера № 5 на 21.09.2011 г. составила 0,25 тыс. м². Прочерки означают, что в эти временные отрезки озёр ещё не было или они уже исчезли, объединились, а также их наличие невозможно было определить под снегом.

3,75 тыс. м². Такая же площадь озера наблюдалась на космоснимке WorldView-1 за 11 февраля 2010 г. Уровни озера в начале и конце сентября практически совпадают. Следовательно, падение уровня начинается в период прекращения таяния, возможно в октябре. В конце сентября 2014 г. заметно уменьшилось озеро № 4 – с 0,6 до 0,01 тыс. м², что, вероятно, связано с прекращением перетока воды из озера № 1, в то время как сток воды из озера № 4 продолжался.

В результате сравнения снимков 2012–2015 гг. (см. рис. 7) можно сделать вывод, что моренная гряда № 2, разделяющая озёра № 1 и 4 (см. рис. 4), не подвержена процессам термокарста и эрозии, поэтому уровень воды в восточном озере (№ 1) летом неизменен в течение нескольких лет. Такой же устойчивой можно считать моренную гряду № 5, ограничивающую озеро № 3 (см. рис. 4), так как восточная береговая линия озера не меняется последние шесть лет. Участок истока воды из озера № 3 на протяжении моренной гряды довольно пологий и не подвергается размыву ввиду наличия крупноглыбовой самоотмстки.

Выводы

1. По результатам измерений на аэрофото- и космоснимках получены значения площадей всех озёр за разные годы (табл. 2).

2. В период 1957–2015 гг. зафиксировано два случая прорывов озёр: озеро западное в 1978 г. и озеро восточное (№ 1) в 2011 г. Первый прорыв связан с процессами оползневых деформаций моренного массива, слагающего часть озёрной котловины, второй – с деградацией ледяной плотины озера и переливом воды поверх неё.

3. Современные плотины озёр – результат наступания ледника Малый Азау в 1990-х годах. Наступание одного из потоков льда ледника достигало 40 м.

4. Существующие в настоящее время моренные плотины озёр и участки поверхностного стока воды из озёр находятся в стабильном состоянии, поэтому угроза прорыва озёр отсутствует. Потенциальная угроза прорыва остаётся в связи с высокой сейсмичностью и возможной вулканической деятельностью в этом районе.

5. Для всех озёр характерно наличие подземного стока в трещиноватые коренные породы. Это необходимо учитывать при организации водоёмов для оснежения горнолыжных трасс.

Благодарности. Авторы благодарят А.Х. Аджиева и А.В. Шевченко за организацию работ, С.М. Долова и Н.Х. Боготова – за совместные полевые маршруты, З.И. Дударова – за помощь в получении космоснимков. Работа выполнена при грантовой поддержке Русского географического общества (проект № 5, 2016 г. «Исследование влияния глобального потепления климата на эколого-географическое состояние снежно-ледового покрова горы Эльбрус и на рекреационные комплексы Приэльбрусья»).

Acknowledgments. We thank A.K. Adzhiev and A.V. Shevchenko for their organization of work, S.M. Dolov and N.H. Bogotov for our joint field routes, and Z.I. Dudarov for his assistance in obtaining the satellite images. This work was funded by the Russian Geographical Society Grant («Investigation of the effect of global warming on the ecological and geographical condition of the snow/ice cover on Mount Elbrus and recreational complexes in its vicinity», Project 5, May 2016).

Литература

References

1. *Зимницкий А.В.* Формирование, распространение и динамика приледниковых озёр Западного и Центрального Кавказа: Дис. на соиск. уч. степ. канд. геогр. наук. Краснодар: Кубанский гос. университет, 2005. 186 с.
2. *Кидяева В.М., Крыленко И.Н., Крыленко И.В., Петраков Д.А., Черноморец С.С.* Колебания уровня воды в горных ледниковых озерах Приэльбрусья // Геориск. 2013. № 3. С. 20–27.
3. Электронный ресурс: *Кидяева В.М.* Гидрологические характеристики прорывоопасных ледниковых озёр Приэльбрусья (Кавказ, Россия) http://www.untj.org/files/Publications/DRMP/resource_page/16.%20Kidyayeva%20V%20rus.pdf
4. *Сейнова И.Б., Золотарев Е.А.* Ледники и сели Приэльбрусья (Эволюция оледенения и селевой активности). М.: Научный мир, 2001. 203 с.
5. *Докукин М.Д.* Происхождение морен-пьедесталов – очагов формирования гляциальных селей (на примере Северного Кавказа // Тр. ВГИ. 1988. Вып 73. С. 46–58.
6. *Докукин М.Д., Савернюк Е.А., Багов А.М., Маркина А.В.* О перестройке гидрографической сети северо-восточного подножия Эльбруса (бассейны рек Бирджалы-Су и Кара-Кая-Су) // Лёд и Снег. 2012. № 2 (118). С. 23–30. doi: 10.15356/2076-6734-2012-2-23-30
7. *Золотарев Е.А., Харьковец Е.Г.* Оледенение Эльбруса в конце XX в. (цифровая ортофотокарта Эльбруса на 1997 г.) // МГИ. 2000. Вып. 89. С. 175–181.
8. *Докукин М.Д., Шагин С.И.* Особенности динамики ледниковых озёр с подземными каналами стока (анализ разновременной аэрокосмической информации) // Криосфера Земли. 2014. Т. 18. № 2. С. 47–56.
9. *Черноморец С.С., Петраков Д.А., Тутубалина О.В., Сейнова И.Б., Крыленко И.В.* Прорыв ледникового озера на северо-восточном склоне Эльбруса 11 августа 2006 года: прогноз, события и последствия // МГИ. 2007. Вып. 102. С. 225–229.
1. *Zimnitsky A.V.* *Formirovanie, rasprostranenie i dinamika prilednikovikh ozer Zapadnogo u Tsentralnogo Kavkaza.* Formation, distribution and dynamics of glacial lakes in the Western and Central Caucasus. PhD Thesis. Krasnodar, 2005:186 p.
2. *Kidyayeva V.M., Krylenko I.N., Krylenko I.V., Petrakov D.A., Chernomorets S.S.* Water level fluctuation in mountain glacier lakes in the Elbrus region. Georisk, 2013, 3: 20–27. [In Russian].
3. *Kidyayeva V.M.* *Gidrologicheskie kharakteristiki proryvoopasnykh lednikovoykh ozer Prielbrus'ya. (Kavkaz, Rossiya).* Hydrological characteristics of outburst glacial lakes in Elbrus region (Caucasus, Russia). [In Russian]. http://www.untj.org/files/Publications/DRMP/resource_page/16.%20Kidyayeva%20V%20rus.pdf
4. *Seynova I.B., Zolotarev E.A.* *Ledniki i seli Prielbrus'ya (Evolyutsiya oledneniya i selevoy aktivnosti).* Glaciers and debris flows of Elbrus (The evolution of glaciers and mudflow activity). Moscow: Nauchnyi mir. 2001: 203 p. [In Russian].
5. *Dokukin M.D.* The origin of the moraines-pedestals – centers of formation of glacial debris flows. *Trudy VGI.* Proc. of High-Mountain Geophysical Institute. 1988, 73: 46–58. [In Russian].
6. *Dokukin M.D., Savernyuk E.A., Bagov A.M., Markina A.V.* On the restructuring of drainage network of the base of Mount Elbrus (Birdzhaly-Su and Kara-Kaya-Su river basins). *Led i Sneg.* Ice and Snow. 2012, 2 (118): 23–30. doi: 10.15356/2076-6734-2012-2-23-30 [In Russian].
7. *Zolotarev E.A., Kharkovets E.G.* Elbrus glaciation in the late twentieth century (digital orthophoto of Elbrus at 1997). *Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovaniy.* Data of Glaciological Studies. 2000, 89: 175–181. [In Russian].
8. *Dokukin M.D., Shagin S.I.* Features of dynamics of glacial lakes with underground drain channels (analysis of multi-temporal aerospace information. *Kriosfera Zemli.* Earth Cryosphere. 2014, XVIII (2): 47–56. [In Russian].
9. *Chernomorets S.S., Petrakov D.A., Tutubalina O.V., Seynova I.B., Krylenko I.V.* Breakthrough of glacial lake on the northeast slope of Elbrus on August 11, 2006: forecast, events and consequences. *Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovaniy.* Data of Glaciological Studies. 2007, 102: 225–229. [In Russian].

Колебания ледников Ключевской группы вулканов во второй половине XX – начале XXI вв.

© 2016 г. А.Я. Муравьев¹, Я.Д. Муравьев²

¹Институт географии РАН, Москва, Россия;

²Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский, Россия

¹anton-yar@rambler.ru

Fluctuations of glaciers of the Klyuchevskaya group of volcanoes in the 20th –21st centuries

A.Ya. Muraviev¹, Ya.D. Muraviev²

¹Institute of Geography, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia;

²Institute of Volcanology and Seismology, Far East Branch of the Russian Academy of Sciences, Petropavlovsk-Kamchatsky, Russia

¹anton-yar@rambler.ru

Received May 21, 2016

Accepted September 5, 2016

Keywords: glaciers, glacier fluctuations, glacier inventory, Kamchatka, space survey.

Summary

Changes in sizes of the Klyuchevskaya volcanic group's glaciers had been estimated for the period from 1949–1950 to 2010–2015 using results of analysis of current satellite imagery, data of field observations and historic records. Changes in front positions for some glaciers were analyzed for different periods of time. According to results of comparison between our data and similar ones from the Glacier Inventory the glacier areas decreased by 0.7%. Calculations made with corrected data demonstrated the total increase of the glaciation area by 4.3%. Glaciation of the Klyuchevskoy volcano is characterized by dynamic instability and significant changeability. The Erman glacier, the largest one in this region, did constantly advance since 1945. In 1949–2015, its area at the front increased by 4.96 ± 0.39 km², while the front advanced along the valley of the Sukhaya River by approximately 3675 ± 15 m and by 3480 ± 20 m along the valley of the Krutenkaya River. A number of «wandering glaciers» located on the North-Eastern and Eastern slopes of the volcano, on the contrary, significantly reduced their areas. At the same time, formation of new flows of ice is noticed within the «ice belt». Under the influence of active volcanic processes, the configuration of glacier boundaries on the slopes of Klyuchevskoy volcano does actively change in not only the tongue areas but also in the accumulation areas. Changes in dynamics of the glaciation areas of the Klyuchevskaya group of volcanoes don't correspond to the present-day climate changes. The interaction of modern volcanism and glaciation in the area as a whole is conducive to the preservation and development of glaciers, despite the deterioration of climatic conditions of their existence.

Поступила 21 мая 2016 г.

Принята к печати 5 сентября 2016 г.

Ключевые слова: Камчатка, каталог ледников, колебания ледников, космическая съёмка, ледники.

По результатам анализа современных космических снимков, материалам полевых работ и историческим данным оценено изменение размеров ледников Ключевской группы вулканов с 1949–1950 по 2010–2015 гг. Прослежено изменение фронтов ряда ледников за разные периоды времени. Площадь ледников по сравнению с данными Каталога сократилась на 0,7%, но после коррекции данных выяснилось, что площадь оледенения выросла на 4,3%.

Введение

Ключевская группа вулканов – один из основных центров оледенения Камчатки. На этом сравнительно компактном (около 8500 км²) вулканическом массиве расположено 25,8% (по данным Каталога ледников СССР) площади оледенения полуострова. При этом доля района в общем количестве ледников Камчатки равняется всего 7,7% [1]. Специфическая особенность этого центра оледенения – современная вулканическая деятельность, непосредственно влияющая на морфологию, режим и колебания ледников.

Исторически сложилось так, что именно Ключевская группа вулканов стала одним из наиболее изученных ледниковых районов Камчатки. Исследователей привлекали специфические черты ледников района, находящихся под влиянием активного вулканизма: морфологическое наследование форм вулканогенного рельефа, сильная заморенность поверхности, динамичность и т.п.

Известный исследователь, русский геолог К.И. Богданович (1864–1947 г.), путешествуя по Камчатке, обратил внимание на своеобразии ледников полуострова, связанное с вулканической деятельностью [2], и предложил Русскому географи-

ческому обществу организовать их изучение. До конца 1950-х годов изучение ледников и снежного покрова Камчатки не было непосредственной целью работ [3]. Гляциологические данные получали попутно при выполнении геологических, вулканологических, ботанических и иных исследований. Сведения о ледниках в публикациях этого периода носят преимущественно описательный характер.

С 1963 г. Институтом вулканологии СО АН СССР были начаты систематические работы по изучению современного оледенения вулканических районов Камчатки. Проведена каталогизация ледников [1]. Естественно, исследователи обращали внимание на специфику оледенения вулканических районов и влияние вулканизма на снежный покров и ледники. В 1970-х годах в районе Ключевской группы вулканов велись полустационарные гляциологические, метеорологические и иные наблюдения. В 1980–90-х годах изучали режим и колебания ледников, существующих в разной геодинамической обстановке (вулканические, невулканические и районы четвертичного вулканизма).

Современные исследования ледников Ключевской группы вулканов базируются на сочетании маршрутных наблюдений и анализа данных дистанционного зондирования Земли. Однако опубликованные сведения о современном состоянии ледников носят фрагментарный характер и не отражают целостной картины состояния оледенения района. Цель работы – исследовать изменения размеров и положения ледников Ключевской группы вулканов со времени их каталогизации, а также особенности их динамики по сравнению с ледниками невулканических регионов.

Район исследований

Ключевская группа вулканов расположена на полуострове Камчатка в северной части Камчатской депрессии. Это – крупное вулканическое плато высотой 900–1100 м с несколькими вулканами: Ключевской (~4750–4850 м – высота изменяется в зависимости от состояния активности вершинного кратера), Камень (4579 м), Безымянный (2869 м), Ушковский (3903 м), Крестовский (4057 м), Овальная Зимица (3080 м), Острый Толбачик (3672 м) и др. (рис. 1).

Район защищён от непосредственного влияния Охотского и Берингова морей Срединным и

Восточным хребтами. Климатическая обстановка района Ключевской группы вулканов имеет континентальные черты [4] и складывается под влиянием циркуляционных процессов над Беринговым морем и макрорельефа местности. Влияние Охотского моря по сравнению с этими факторами незначительно [5]. У подножий вулканов (до высот 900–1000 м) климат определяется теми же факторами, что и в долине р. Камчатка. На высотах более 1000 м местные климатические особенности размываются и господствует общая циркуляция атмосферы. На уровне границы питания ледников холодный сезон длится 9–10 месяцев – с начала сентября до первой половины мая. Толщина снежного покрова превышает 2 м, особенно на высотах 1600–1800 м. На ледниках в результате метелевого переноса и активной лавинной деятельности толщина сезонного снежного покрова превышает 4 м. Годовые суммы осадков изменяются в пределах 1000–2000 мм. Тёплый период выше 3000 м длится меньше месяца. Положительные среднесуточные температуры относительно постоянно держатся во второй половине июля [6].

Вулканический рельеф играет большую роль в распределении снежного покрова и развитии современного оледенения Ключевской группы вулканов. В отрицательных формах рельефа (кратеры, кальдеры, барранкосы) снежный покров интенсивно накапливается, а с вершин и выпуклых частей склонов вулканических построек он, как правило, сдувается ветрами. На морфологию современного оледенения района решающее влияние оказывают форма и степень разрушенности вулканических построек [3]. Присутствуют морфологические типы ледников, характерные для вулканических областей, – ледники барранкосов, кальдерно-долинные, кальдерные, ледяной пояс и ледники обвальных цирков [1]. Кроме того, встречаются и более редкие морфологические типы: ледяная шапка, перемётно-долинный и ледники подножий. В пределах Ключевской группы вулканов ледники отсутствуют только на самом невысоком вулкане – Малая Удина (см. рис. 1).

Влияние вулканической активности на ледники весьма разнопланово. Во время извержений вулканов, когда часть вулканической постройки разрушается, может произойти *механическое уничтожение значительной части ледников*. Например, во время Большого трещинного Толбачинского извержения 1975–1976 гг. в результате

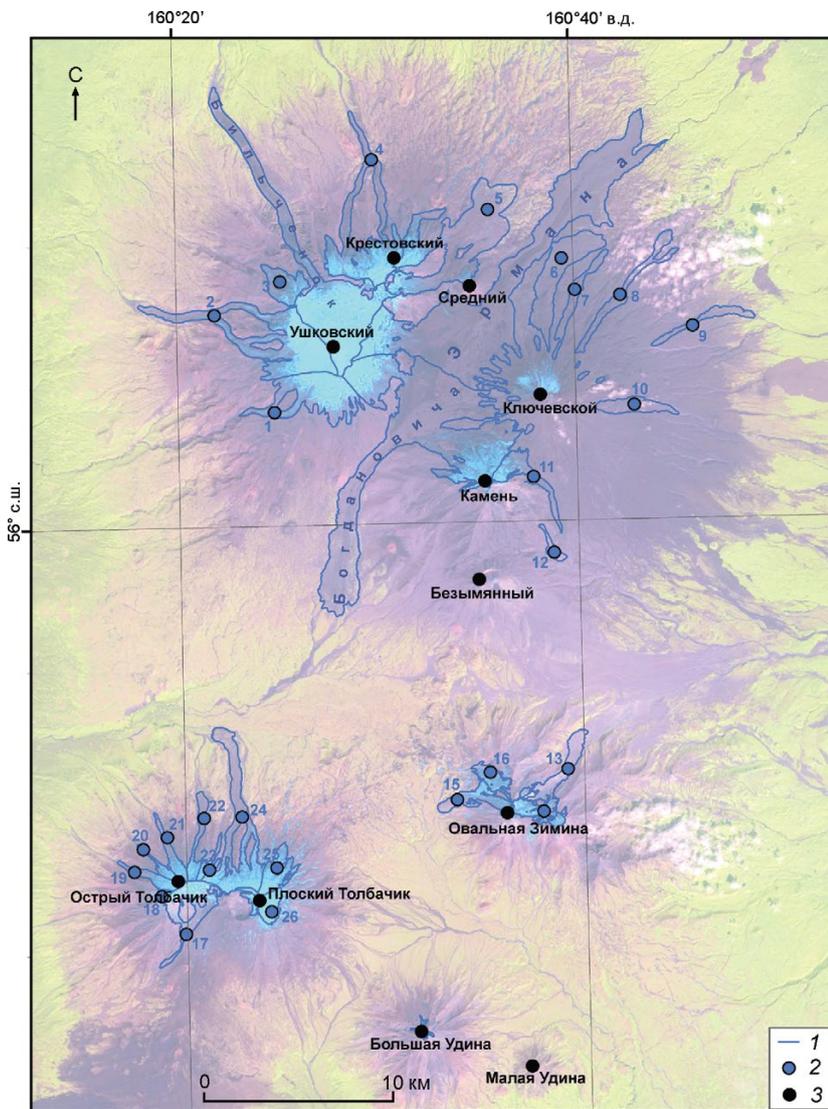


Рис. 1. Ключевская группа вулканов: 1 – границы ледников; 2 – ледники; 3 – вулканы. Ледники: 1 – Козыревский, Kozirevsky (№ 159); 2 – Ушковский, Ushkovsky (№ 160); 3 – № 161; 4 – Эульченко, Eulchenok (№ 163); 5 – Средний, Sredny (№ 164); 6 – Обвальный, Obvalny (нет в Каталоге, Catalog no); 7 – Влодавца, Vlodavtsa (№ 166); 8 – Сопочный, Sopochny (№ 167); 9 – Келля, Kellya (№ 168); 10 – Пийпа, Piipa (№ 169); 11 – Шмидта, Shmidta (№ 172); 12 – Каменский, Kamensky (№ 173); 13 – Жёлтый, Shelty (№ 174); 14 – № 144; 15 – Попкова, Popkova (№ 145); 16 – № 146; 17 – Черемошный, Cheremoshny (№ 147); 18 – № 149; 19 – Капелька, Kapel'ka (№ 150); 20 – Даечный, Daechny (№ 151); 21 – Виноградова, Vinogradova (№ 152); 22 – Будникова, Budnikova (№ 153); 23 – Бараний, Barany (№ 154); 24 – Института вулканологии, Institute of Vulcanology (№ 155); 25 – № 156; 26 – Толбачинский, Tolbachinsky (№ 157)

Fig. 1. Kluchevskaya group of volcanoes. 1 – glaciers boundary; 2 – glaciers; 3 – volcanoes. The names of the glaciers with numbers 1–26 listed above

просадки и обрушения внутренней кальдеры вулкана Плоский Толбачик была уничтожена часть Толбачинского ледника. Его площадь в пределах границ кромки провала внутренней кальдеры сократилась с 1,54 до 0,5 км² [7]. При взрыве вулкана Безымянный в марте 1965 г. были уничтожены фирновые поля в вершинной части вулкана.

Большая часть ледниковых языков Ключевской группы вулканов забронирована слоем вулканогенного материала неодинаковой мощности, в разной степени предохраняющим поверхность льда от таяния. В подобных условиях большую роль в поверхностной абляции нижних частей ледников с низкой скоростью движения льда (несколько метров в год) играет термоэрозия. Особенно чётко она проявляется на ледниках северо-восточного и восточного склонов Ключевского

вулкана. Дополнительно отметим и обратный эффект влияния на баланс области абляции – захоронение снежников-перелетков на языке. Динамика ледовых толщ на склонах действующих вулканов зависит от эффектов сейсмической подготовки перед извержениями и сейсмической активности во время извержений. Под влиянием многочисленных слабых землетрясений из зоны «пассивных» льдов начинают продвигаться новые ледниковые языки в район активных центров на конусах побочных извержений.

Оледенение Ключевского вулкана отличается уникальным своеобразием [8, 9], динамической нестабильностью и большой изменчивостью [7]. В результате взаимодействия вулканизма с оледенением на Ключевском вулкане сформировался специфический вулcano-гляциальный комплекс,

в котором выделяются три гляциальных зоны. *Ледяной пояс* расположен в диапазоне высот от 4200 до 2400–3500 м (ниже всего на северном склоне, выше – на восточном). В этой зоне мощность льда с высоким содержанием пирокластического материала (до 40–50%) не превышает 50–60 м, а скорость его движения, несмотря на большую крутизну склонов (30–35°), составляет лишь несколько метров в год [10]. Ниже ледяного пояса находится *шлейф «пассивных» льдов*, спускающийся до 1900–2000 м и содержащий массивы «мёртвых» и погребённых льдов мощностью до 20–30 м [10]. Лёд в этой зоне остался в основном в результате отмирания ледниковых языков при смене русел их движения после латеральных извержений или уничтожения участков областей питания некоторых ледников лавовыми потоками из вершинного кратера. Содержание пирокластического материала во льду этой зоны в среднем составляет 8–10% (до 15–25%). Массивы льдов в данной зоне имеют лишь слабую тенденцию к наступанию. Ниже расположена *зона многолетнемерзлых пород*, спускающаяся до 800–900 м.

Частые терминальные и побочные извержения Ключевского вулкана в ледниковой зоне приводят к наращиванию на его склонах шлейфа «мёртвых» и погребённых льдов «блуждающими» ледниками (ледники, не имеющие постоянных каналов стока, меняющие русло движения и размеры под влиянием вулканических извержений [8]), к которым можно отнести ледники Влодавца, Сопочный, Келля и др. [10]. В свою очередь, при благоприятной сейсмовулканической обстановке в пределах зоны «пассивных» льдов формируются небольшие языки активных потоков льда, иногда спускающихся за пределы (до 1–2 км) данной зоны.

Данные и методы

В настоящей работе использованы: 1) участки снимков WorldView-2 (09.09.2013 и 20.07.2010) с пространственным разрешением в мультиспектральном режиме около 2 м; 2) участки снимков GeoEye-1 (04.07.2013, 01.07.2011 и два снимка от 23.07.2012) с пространственным разрешением в мультиспектральном режиме около 2 м; 3) ортопродукт на базе снимка ASTER (19.07.2012) с пространственным разрешением 15 м; 4) космический снимок Landsat (22.09.2000) с пространственным разрешением 15 м (панхроматический

канал); 5) космический снимок КН-9 (28.06.1975) с пространственным разрешением 6–9 м; 6) аэрофотоснимки (далее АФС) 1949, 1950, 1967 и 1984 гг. с пространственным разрешением 3–10 м; 7) цифровая модель рельефа (далее ЦМР) SRTM4; 8) данные Каталога ледников СССР (далее «Каталог»); 9) материалы наблюдений на гидрометеостанции (ГМС) Ключи (сайт ВНИИГМИ-МЦД: www.meteo.ru) за 1950–2015 гг.; 10) данные полевых наблюдений за 2000–2015 гг.

Покрытие района исследований современными космическими снимками, использованными в работе, представлено на рис. 2. По космическим снимкам WorldView-2, GeoEye-1 и ASTER выполнено дешифрирование границ ледников Ключевской группы вулканов. Оцифровка границ ледников проведена вручную. На основе полученных результатов созданы цифровые карты границ ледников в векторном формате в картографической проекции UTM Zone 57N WGS 1984. Полученные результаты применены для оценки изменений площади ледников с 1950-х годов до 2010–2015 гг. Для этого основным массивом исходной информации служили данные Каталога ледников СССР [1] и АФС 1949 г., охватывающие конечные части ледников Бильченок, Эульченок, Средний, Эрмана, Жёлтый, Попкова. Для фиксирования промежуточных положений фронтов ледников между 1949 и 2010–2015 гг. использованы АФС 1967 и 1984 гг., космические снимки КН-9 (1975 г.) и Landsat (2000 г.). В процессе дешифрирования дополнительно вели работу с данными полевых наблюдений 2000–2015 гг. (фотоматериалы, GPS-точки и треки, фиксирующие положение фронтов ледников).

Часть Каталога, охватывающая Ключевскую группу вулканов, составлялась по результатам анализа АФС 1949–1950 гг. и обработки крупномасштабных топографических карт, данным полевых наблюдений 1960–1965 гг. и литературным источникам [1]. При проведении ледоразделов на вулканах Толбачик, Ушковский и Овальная Зимица использовались данные обработки ЦМР SRTM4. Отметим, что ледоразделы в этой работе и в Каталоге проведены по-разному по ряду причин: 1) разные используемые материалы и методы их обработки; 2) изменения, произошедшие с ледниками со времени составления Каталога; 3) дешифровочные навыки исследователей. Вопрос возможной миграции ледоразделов в данном районе практически не исследован. Поскольку найти исходные материа-

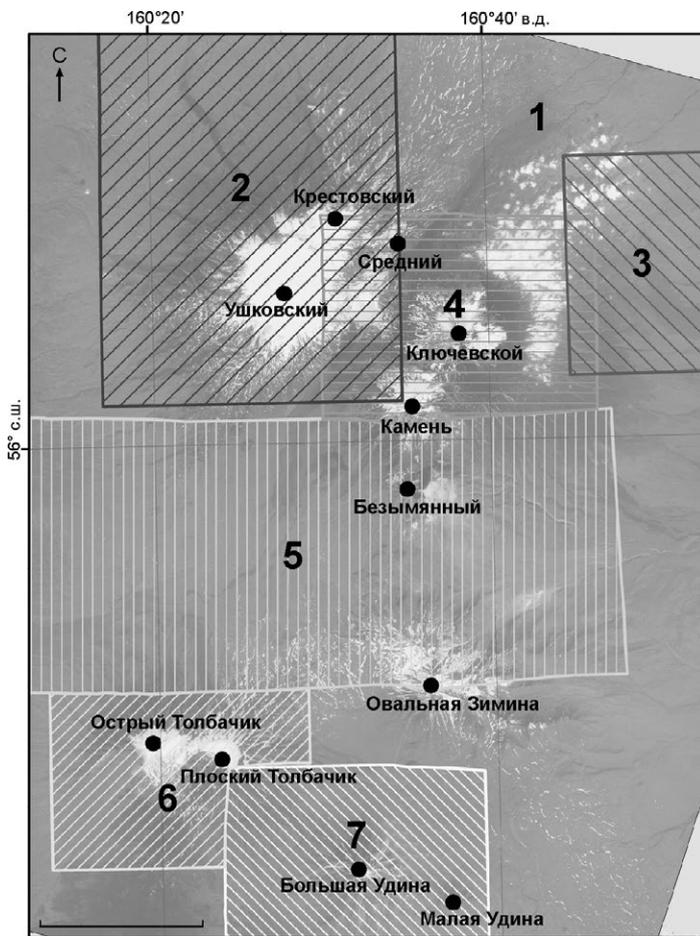


Рис. 2. Покрытие района исследований современными спутниковыми снимками:

1 – ASTER от 19.07.2012; 2 – WorldView-2 от 09.09.2013; 3 – WorldView-2 от 20.07.2010; 4 – GeoEye-1 от 23.07.2012; 5 – GeoEye-1 от 04.07.2013; 6 – GeoEye-1 от 01.09.2011; 7 – GeoEye-1 от 23.07.2012

Fig. 2. Floor area of research with modern satellite imagery:

1 – ASTER 19.07.2012; 2 – WorldView-2 09.09.2013; 3 – WorldView-2 20.07.2010; 4 – GeoEye-1 23.07.2012; 5 – GeoEye-1 04.07.2013; 6 – GeoEye-1 01.09.2011; 7 – GeoEye-1 23.07.2012

лы, использовавшиеся при составлении Каталога, не удалось, оценить различия в проведении ледоразделов невозможно. Поэтому в ряде случаев корректнее говорить об изменении оледенения вулкана (Толбачик, Плоская Дальняя) в целом, а не отдельных ледников, спускающихся с него.

Дешифрирование современных границ ледников по космическому снимку ASTER велось только на участках, не покрытых снимками высокого разрешения (см. рис. 2). Снимок Landsat применялся для дешифрирования фронтов ряда ледников по состоянию на 2000 г. Для этого выполнялась привязка отдельных участков снимка с расположенными на них языками ледников. С целью дешифрирования границ ледников по состоянию на 1975 г. часть космического снимка КН-9 на эту территорию была привязана и ортотрансформирована с использованием около 300 точек привязки в программном продукте ArcGis 9.3. Привязка проводилась к снимкам GeoEye-1, WorldView-2 и ASTER (на участках, не покрытых снимками высокого разрешения). Так как данный снимок сделан

в конце июня, уверенное дешифрирование границ ледников в областях их питания было затруднено из-за остатков сезонного снежного покрова. По этой причине дешифрировались на данном снимке лишь языковые части ледников ниже 2000–2100 м.

Проверка точности привязки современных спутниковых снимков высокого разрешения – сложная задача. Точность привязки снимков GeoEye-1 составляет 3 м при съёмке в нади́р, снимков WorldView-2 – 6,5 м. Для проверки привязки данных снимков по топографическим картам необходим доступ к картам масштабов около 1:6000 и 1:13 000 соответственно. Карт подобного масштаба на район исследований не существует. Из полевых материалов за разные годы было отобрано 10 точек со статичными объектами (получены GPS-навигаторами), уверенно опознаваемыми на космических снимках высокого разрешения (постройки и слияния рек). Измеренное отклонение положения объектов по данным измерений GPS-навигаторами от их положения на космических снимках составило 5–10 м. Проверка про-

странственной привязки снимка ASTER проводилась по набору объектов, уверенно опознанных на нём и на снимках GeoEye-1 и WorldView-2. Вклад ошибки, обусловленной точностью пространственной привязки космических снимков GeoEye-1 и WorldView-2, оценивался путём построения буферной зоны вдоль границ ледников. Ширина буферной зоны равнялась удвоенной величине точности пространственной привязки данных снимков. Для участков границ ледников, оцифрованных по ортопродукту на базе снимка ASTER и привязанным к историческим космическим снимкам и АФС, ширина буферной зоны равнялась удвоенной величине разрешающей способности. Ошибки дешифрирования границ ледников, обусловленные наличием поверхностного моренного покрова, по аналогии с результатами выполненных ранее работ по ледникам других районов Камчатки и Алтая [11], приняты равными 1%. Учитывая сильную заморенность ледников района, для ледников площадью менее 0,5 км² данная величина принята равной 2%.

Оценить погрешности дешифрирования границ ледников, обусловленные субъективными факторами, крайне трудно. Фактически, это невозможно без полноценного исследования данного вопроса с анализом статистически значимой выборки результатов дешифрирования тестовых участков, выполненного разными экспертами.

Результаты

В процессе дешифрирования космических снимков идентифицировано 28 ледников из 31, присутствующего в Каталоге ледников СССР на территорию Ключевской группы вулканов. Не опознаны два ледника (№ 148 и 171). Дополнительно на Ключевском вулкане выделен крупный ледник ($7,51 \pm 0,26$ км² на 2012 г.), отсутствующий в Каталоге. На вулкане Большая Удина обнаружено четыре ледника площадью менее 0,1 км². Ледники такого размера в Каталоге ледников СССР на территории Камчатки не регистрировались. Кроме того, на склонах Ключевского вулкана по состоянию на 2012 г. выделено семь обособленных потоков льда площадью от 0,04 до $0,16 \pm 0,01$ км².

Ледник Ключевской (№ 170) как отдельное целостное образование не рассматривался по двум причинам. Во-первых, границы данного образования с расположенной ниже зоной «пассивных»

льдов крайне нечёткие. На многих участках переход из одной гляциальной зоны в другую плавный. Проведение линии их раздела в таких условиях без масштабных полевых исследований крайне субъективно. Во-вторых, в Каталоге ледников СССР приведённая площадь ледника Ключевской (15,3 км²) представляет собой площадь северо-восточной части ледяного пояса, относящейся к бассейнам рек Сопочная и Каменистая [1]. При этом части ледяного пояса, принадлежащие бассейнам рек Студеная (6,6 км²) и Сухая Хапица (1,1 км²), включены авторами Каталога в состав ледников Богдановича и № 171 соответственно. Фактически это не ледник в классическом понимании термина, а сложный вулcano-гляциальный комплекс, который служит источником подпитки ледников Ключевского вулкана. В таких условиях корректно идентифицировать границы ледяного пояса и сравнивать полученные данные с материалами Каталога не представляется возможным.

Результаты измерений площадей ледников и их изменения приведены в табл. 1. Общая площадь ледников, зарегистрированных в Каталоге [1], с 1950 по 2010–2015 гг., на первый взгляд, практически не изменилась (–0,7%), что требует пояснений. Так, весьма интересна динамика *ледника Эрмана* за прошедшие 65 лет (см. рис. 1). В ходе извержения Ключевского вулкана в 1945 г. по Крестовскому жёлобу на него сошёл вулcano-гляциальный оползень объёмом 0,3 км³ [12]. С тех пор ледник Эрмана непрерывно наступает (рис. 3). По данным работы [13], в 1945–1951 гг. его фронт продвинулся на 300 м. В середине 1960-х годов произошло раздвоение фронта ледника. Западная, более широкая часть фронта стала продвигаться по долине р. Сухая, а более узкая восточная – по долине р. Крутенькая. Изменения площади ледника Эрмана и продвижение его фронта за ряд временных интервалов даны в табл. 2. С 1949 по 2015 г. площадь фронтальной части ледника Эрмана увеличилась на $4,96 \pm 0,39$ км², а его фронт продвинулся на 3675 ± 15 м (до высоты 1035 м) по долине р. Сухая и примерно на 3480 ± 20 м (до высоты 950 ± 10 м) по долине р. Крутенькая. Разницу между увеличением площади ледника Эрмана по сравнению с Каталогом в целом и приращение его площади по фронту можно объяснить сочетанием двух факторов: первый – субъективный, заключается в различном проведении границ ледника в области

Таблица 1. Изменения площади ледников Ключевской группы вулканов с 1949–1950 [1] по 2010–2015 гг.

Номер ледника по КATALOGУ	Название ледника	Морфологический тип ледника по КATALOGУ	Площадь ледника по КATALOGУ, км ²	Площадь ледника в 2010–2015 гг., км ²	Изменение площади ледника с 1950 по 2010–2015 гг., км ² /%	Изменение площади*** и положения фронта с 1975 по 2010–2015 гг., км ² /м
144	№ 26	Ледяная шапка	0,9	0,81±0,07	-0,09/-10,0	–
145	Попкова	Барранкосов	2,6	2,76±0,15	0,16/6,2	≈0
146	№ 24	Подножий	4,3**	1,67±0,11	-2,63/-61,2	–
147	Черемошный*	Обвальных цирков	4,4	4,43±0,12	0,03/0,7	-0,18±0,02/-690±10
149	№ 28		0,5	0,27±0,07	-0,23/-46,0	–
150	Капелька*		0,8	1,44±0,17	0,64/80,0	≈0/-55±10
151	Даечный*		0,9	0,79±0,15	-0,11/-12,2	–
152	Виноградова*		1,3	1,48±0,12	0,18/13,8	-0,06±0,04/-140±15
153	Будникова*		1,4	1,73±0,05	0,33/23,6	-0,05±0,01/-240±10
154	Бараний*		1,2	0,69±0,03	-0,51/-42,5	–
155	Института вулканологии		6,2	8,69±0,21	2,49/40,2	≈0/±50±10
156	№ 156		1,9	2,64±0,07	0,74/38,9	–
157	Толбачинский		Кальдерный	6,8	2,39±0,06	-4,41/-64,9
158	Богдановича	Перемётно-долинный и ледяной пояс	37,8	42,26±0,85	4,46/11,8	1,41±0,07/до 950±10
159	Козыревский	Кальдерно-долинный	3,9**	8,54±0,27	4,64/119	–
160	Ушковский		11,6	13,33±0,42	1,73/14,9	-0,57±0,06/-340±10
161	№ 23	Барранкосов	3,3	3,01±0,06	-0,29/-8,8	–
162	Бильченок	Кальдерно-долинный	21,8	19,72±0,5	-2,08/-9,5	-0,26±0,07/-300±10
163	Эульченок	Барранкосов	10,3	11,24±0,4	0,94/9,1	-0,04±0,03/330±10
164	Средний	Подножий	22,0**	17,19±0,53	-4,81/-21,9	–
165	Эрмана	Перемётно-долинный	34,2	42,33±1,16	8,13/23,8	1,75±0,28/1950±15
166	Влодавца	Барранкосов	5,0**	2,29±0,07	-2,71/-54,2	0,23±0,03/500±10
167	Сопочный		6,0**	3,24±0,1	-2,76/-46,0	0,19±0,08/95±10
168	Келля		5,7**	1,79±0,1	-3,91/-68,6	-0,04±0,03/-25±10
169	Пийпа		4,3	2,48±0,05	-1,82/-42,3	–
172	Шмидта		Долинный	3,4	3,16±0,09	-0,24/-7,1
173	Каменский	Обвальных цирков [2]	0,7	0,74±0,02	0,04/5,7	0,05±0,01/170±10
174	Желтый		4,0	4,66±0,24	0,66/16,5	-0,08±0,03/-25±10
Всего			207,2	205,77±6,22	-1,43/-0,7	–

*Данные названия не фигурируют в Каталоге ледников СССР. **Авторы считают площадь данных ледников в Каталоге некорректной. Из них только площадь ледника Козыревский существенно занижена. ***Изменение площади конечной (прифронтальной) части ледника. Отрицательные значения изменения положения фронта означают, что фронт ледника отступил, положительные – наступил.

его аккумуляции разными исследователями; второй – изменениями, произошедшими на леднике с 1950 г. под влиянием дополнительной аккумуляции льдонасыщенных пород оползня 1945 г.

Крупный оползень, сошедший во время извержения Ключевского вулкана в 1945 г., привёл к возникновению ледникового языка (условно назван «Обвальный»), спускающегося по северному склону вулкана между ледниками Эрмана и Влодавца (см. рис. 1). Данный ледник не был идентифицирован во время составления Каталога. Это обусловлено тем, что в конце 1940-х – начале 1950-х годов он вместе с прилегающими участками склона был перекрыт обвальными массами. Возмож-

но, до схода оползня ледниковый язык в данном месте не существовал. Однако, судя по схеме оледенения района в Каталоге [1], значительная часть территории современной области питания этого ледника была включена в состав ледника Эрмана. По состоянию на 2012 г. площадь ледника составляла 7,51±0,26 км². Вероятно, данный ледниковый язык, как и ледник Эрмана, наступал непрерывно с 1945 г. С 1975 г. его площадь по фронту возросла на 2,87±0,22 км², а длина – на 1800–1850 м.

Ледник Влодавца, спускающийся по северному склону Ключевского вулкана, наступал в 1967–1968 гг. после побочного прорыва имени Б.И. Пийпа. По данным, опубликованным в рабо-

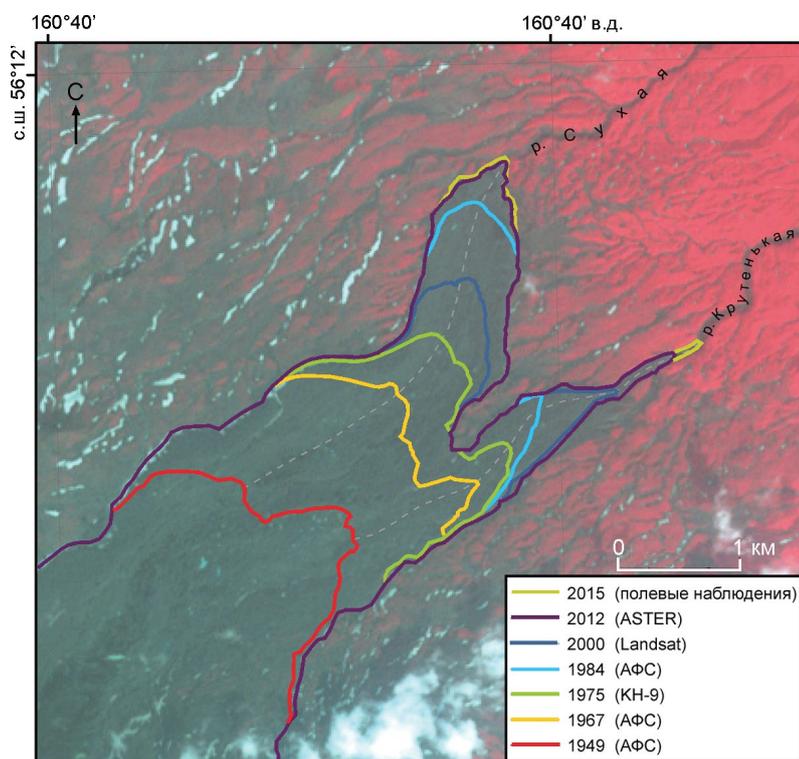


Рис. 3. Продвижение фронта ледника Эрмана в 1949–2015 гг.

Fig. 3. Advancing of the Erman Glacier front in 1949–2015

Таблица 2. Изменение площади ледника Эрмана и продвижение его фронта за 1949–2015 гг.

Годы	Приращение площади ледника по фронту, км ²	Наступание фронта, м	
		по долине р. Сухая	по долине р. Крутенькая
1949–1967	2,37±0,19	1480±15	1130±15
1967–1975	0,84±0,06	590±15	400±15
1975–1984	0,56±0,09	515±15	385±15
1984–2000	0,86±0,16	655±20	660±20
2000–2012	0,29±0,15	400±30	670±30
2012–2015	0,04±0,04	35±25	235±30
1949–2015	4,96±0,39	3675±15	3480±20

те [10], его площадь во время данной подвижки увеличилась с 2,6 км² (площадь по Каталогу была переоценена) до 3,1 км², а язык продвинулся на 2,2 км. С 1975 по 2012 г. площадь ледника во фронтальной части увеличилась на 0,23±0,03 км², а продвижение фронта составило около 500 м. При этом общая площадь ледника сократилась до 2,29±0,07 км² за счёт перемещения льда из верховьев ледника и трансформации её отдельных участков в «пассивные» льды. Подобные преобразования характерны и для других «блуждающих» ледников вулкана.

По данным авторов работы [10], площадь ледника Сопочный на начало 1950-х годов составляла 3,6 км² (данные Каталога были переоценены).

В 1953 г. у фронта ледника произошли латеральное извержение, а затем подвижка ледника; его язык с двух сторон обошёл образовавшийся шлаковый конус и увеличил свою площадь на 1 км² за три года (до 4,6 км²), пройдя при этом около 2 км. Очередную подвижку ледника Сопочный вызвало прохождение рядом с его фронтом лавового потока прорыва Пийпа (1966 г.). За 1967 г. фронт ледника продвинулся на 125–130 м [14]. В дальнейшем наступание фронта левого языка продолжилось. С 16 сентября 1970 г. по 20 сентября 1971 г. оно составило 20 м. Медленное наступание ледника установлено и в дальнейшем. С 1975 по 2010 г. его фронт продвинулся на 95±10 м, площадь конечной части ледника возросла на 0,19±0,08 км². Общее сокращение площади ледника по сравнению с данными работ [10, 14], вероятно, произошло за счёт трансформации отдельных участков верхней части ледника в «пассивные» льды.

Площадь ледника Келля в середине XX в. составляла 4,2 км² (данные Каталога были переоценены), а длина его северного языка достигала 8 км [10]. В 1946–1950 гг. произошла подвижка южного языка, по-видимому, спровоцированная терминальным извержением 1944–1945 гг. В результате южный язык в виде узкого потока льда спустился до высоты 1500 м, а его длина достиг-

ла 5,5 км. В дальнейшем исследователи отмечали, что средняя часть северного языка ледника Келля стала преобразовываться в массив «мёртвых» льдов, а небольшое извержение 1980 г. (так называемый «Прорыв им. 8 Марта») фактически завершило отчленение этой части ледника. К середине 1980-х годов северный язык ледника Келля сократился в длину на 4,6 км. Во время очередного побочного извержения Ключевского вулкана в марте–июне 1983 г. (Прорыв «Предсказанный») значительная часть области питания ледника и его южного языка была уничтожена [15]. По состоянию на 1983 г. площадь ледника Келля не превышала 2,1 км², а его максимальная длина составляла 3,4 км [10]. По данным дешифрирования космических снимков 1975 и 2010 гг., фронт ледника отступил всего на 20–30 м, однако его площадь за 1987–2010 гг. сократилась до 1,79±0,1 км². Поверхность ледника изрезана термоэрозией. Можно предположить, что данный «блуждающий» ледник постепенно отмирает и преобразуется в массивы «пассивных» и «мёртвых» льдов.

Первая наблюдаемая подвижка «многоярусного» ледника *Шмидта* началась в 1978 г. во время сильного извержения Ключевского вулкана [16]. В 1980-х годах наблюдалось наступание его активного фронта, который надвигался на «мёртвые» льды, оставшиеся от предыдущей подвижки [10]. В 1987 г. в области питания ледника произошло побочное извержение Ключевского вулкана. Тело ледника на уровне границы питания оказалось вскрыто на всю толщину (около 80–100 м), а расположенная ниже наиболее узкая часть ледникового языка в значительной мере была размыта лахарам. С 2009 г. наблюдается наступание ледника по его предыдущей поверхности, оставшейся от подвижки 1978–1987 гг. [17]. Очевидно, что новая подвижка ледника *Шмидта* связана с мощными вершинными извержениями Ключевского вулкана на 2005–2010 гг. [16] и позднее.

Ледник Богдановича в период наблюдений также наступал. Из-за большой ширины фронта (около 2 км) наступание его различных участков в разные временные периоды происходило неравномерно. За 1975–2000 гг. максимальное его продвижение в восточной части фронта составило 760–780 м; за 2000–2013 гг. данная часть фронта ледника продвинулась ещё на 170–190 м.

Кальдерно-долинный ледник *Бильченок*, спускающийся по северному склону Ушковского

вулкана, — один из наиболее изученных ледников района и крупнейший в России пульсирующий ледник. По данным [18], во второй половине XX в. зафиксировано две его подвижки. В период между 1949 г. и началом первой подвижки (1959–1960), по оценкам работы [7], фронт ледника отступил примерно на 0,5 км. По привязанному АФС 1984 г. было дешифрировано приблизительное положение границы нижней части ледника в конце первой подвижки. За 1959–1960 гг. фронт ледника продвинулся на 560–570 м относительно своего положения в 1949 г. до высот 620–630 м. Учитывая положение конца ледника на АФС 1949 г. (рис. 4) и информацию о его отступании примерно на 0,5 км в 1949–1959 гг., мы оценили продвижение фронта во время подвижки 1959–1960 гг. в 1050–1150 м. После завершения подвижки ледник стал быстро отступать. К 1975 г. его фронт (определён по снимку КН-9) отступил на 1150±30 м относительно своего положения в 1960 г., а площадь конечной части языка сократилась на 1,4±0,08 км². По данным работы [18], в ходе второй, меньшей по масштабу подвижки 1982–1984 гг. фронт ледника продвинулся на 700–800 м, т.е., судя по положению фронта ледника в 1975 (снимок КН-9) и 1984 гг. (АФС), за 1975–1982 гг. отступление составило 750–850 м. С 1984 по 2009 г. (полевые данные) фронт ледника отступил ещё на 320–330 м. После 2009 г. тенденция к отступанию не наблюдалась. За 2009–2013 гг. фронт ледника продвинулся на 60±5 м. Полевые наблюдения в августе 2015 г. не выявили изменений в положении фронта ледника, расположенного на высоте 740±10 м, относительно 2013 г.

В число ледников, площадь по Каталогу которых по нашему мнению существенно завышена, входит ледник *Средний* (№ 164). В результате дешифрирования на современных космических снимках в пределах границ ледника установлены крупные выходы коренных пород (суммарной площадью около 3,5 км²), не отмеченные на схеме Каталога. Сравнение результатов дешифрирования границ ледника на АФС (21.10.1984) и на современных снимках показало, что его фронт на большей части квазистационарен. Были обнаружены участки его отступления на 20–30 м и наступания на 20–40 м, что близко к погрешности измерений, обусловленной точностью исходных материалов и погрешностями их привязки.

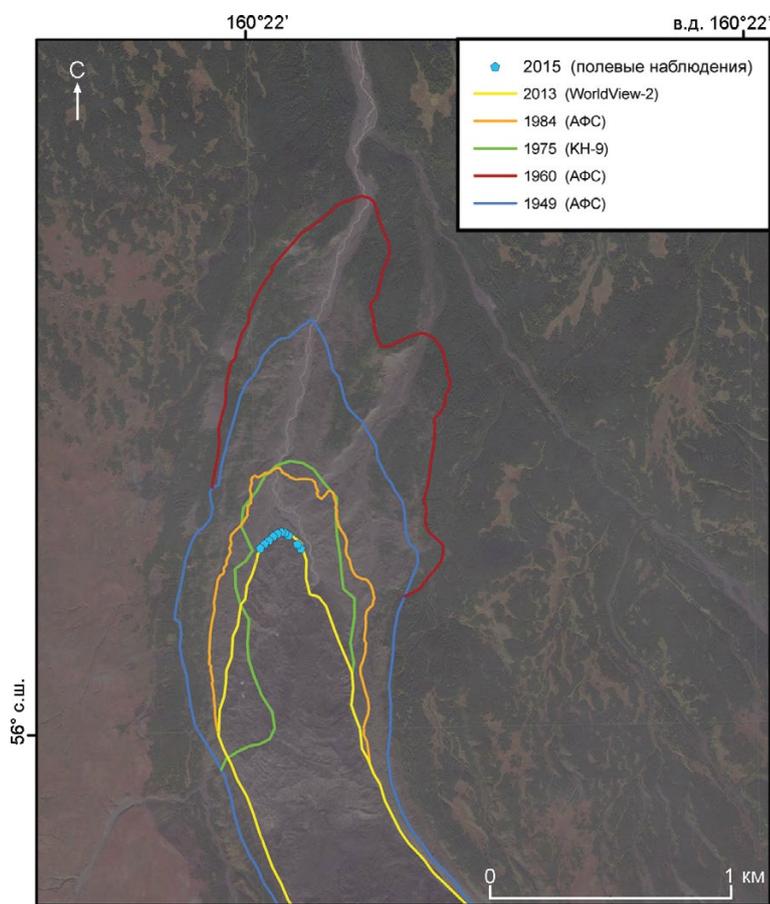


Рис. 4. Изменения положения фронта ледника Бильченок в 1949–2015 гг.

Fig. 4. Changes of Bilchenok Glacier front in 1949–2015

Площадь по Каталогу ледника *Козыревский* (№ 159), напротив, занижена. Судя по схеме Каталога, из его состава были исключены обширные фирновые поля на южном склоне вулкана Ушковский. Частично разница в площадях обусловлена различным проведением ледоразделов с соседними ледниками в Каталоге и в данном исследовании.

Ледник Эульченок, спускающийся на север с Крестовского вулкана, наступал во второй половине XX в. Анализ имеющихся материалов показал, что с 1949 (АФС) по 1975 г. (снимок КН-9) фронт ледника продвинулся на 380–390 м. С 1975 по 2000 г. (снимок Landsat) он прошёл ещё около 330 ± 10 м. После этого, по данным дешифрирования космического снимка 2013 г. (WorldView-2) и полевым наблюдениям августа 2015 г., фронт ледника Эульченок был практически стационарен и находился на высоте около 1150 м. При этом по мере продвижения ледникового языка вниз по долине он сужался.

При оценке изменений площадей ледников, расположенных на вулкане Толбачик, возникает проблема разного проведения протяжённых ле-

доразделов в Каталоге и данной работе. Исходные материалы, использовавшиеся при создании части Каталога на район исследований, недоступны. Поэтому целесообразно рассматривать изменение площади оледенения вулкана Толбачик в целом и колебания фронтов ледников, спускающихся с него. Площадь оледенения вулкана Толбачик за 1950–2011 гг. сократилась на $0,85 \text{ км}^2$ (3,3%), до $24,55 \pm 1,04 \text{ км}^2$. Известна подвижка ледника *Черемошный* (№ 147), начавшаяся во время Большого трещинного Толбачинского извержения 1975–1976 гг. В дальнейшем наступание этого ледника подтвердилось полевыми данными 1978 и 1983 гг. В настоящее время ледник отступает. К 2011 г. его фронт относительно положения в 1975 г. отступил на 680–700 м. Положение фронта ледника *Института вулканологии* с 1975 г. изменилось мало. На различных участках выявлены его наступание и отступление в пределах 50 ± 10 м.

Ледник Жёлтый, спускающийся с вулкана Овальная Зими́на на север (см. рис. 1), после взрыва вулкана Безымянного в 1956 г. был перекрыт мощным чехлом пирокластического мате-

риала. По данным работы [3], после этого ледник незначительно отступил, а поверхность его языка не претерпела существенных изменений. Анализ результатов дешифрирования АФС 1950 г. и снимка КН-9 показал, что фронт ледника находится в квазистационарном состоянии со слабой тенденцией к отступанию. В 1950–1975 гг. его положение на разных участках изменялось в пределах $\pm 5 \div 15$ м, т.е. в пределах погрешностей измерений. По данным работы [19], в 1978–1980 гг. фронт активизации ледника продвинулся на 10–20 м. Анализ результатов дешифрирования снимков КН-9 и GeoEye-1 показал, что с 1975 по 2013 г. фронт ледника Жёлтый отступил примерно на 20–30 м, а его фронт активизации продвинулся на 200–230 м. Разница площадей ледника в Каталоге и в данной работе, вероятно, в значительной степени обусловлена разным проведением его границ в области аккумуляции.

Фронт ледника *Попкова*, спускающегося на запад с вулкана Овальная Зими́на, в период 1950–1975 гг. продвинулся примерно на 80 м. В дальнейшем его положение менялось мало. Разница в положении различных участков фронта между 1975 и 2013 гг. находится в пределах $\pm 10 \div 20$ м.

При анализе данных Каталога, публикаций, а также результатов дешифрирования современных космических снимков и разновременных АФС были сделаны выводы о некорректности площадей ряда ледников в Каталоге. Мы попытались оценить изменение площади оледенения Ключевской группы вулканов с учётом обоснованных поправок площадей четырёх ледников, представленных в Каталоге, двух ледников, не идентифицированных на современных космических снимках, и возникшего после 1945 г. ледника «Обваль́ный». Для этого в данные 1950 г. были внесены следующие поправки: 1) площадь ледника Влодавца принята равной $2,6 \text{ км}^2$ (переоценка из работы [10]); 2) площадь ледника Сопочный – равной $3,6 \text{ км}^2$ (переоценка из работы [10]); 3) площадь ледника Келля – равной $4,2 \text{ км}^2$ (переоценка из работы [10]); 4) площадь ледника Средний – равной $18,5 \text{ км}^2$ (было вычтено $3,5 \text{ км}^2$ площади крупных выходов коренных пород, не учтённых в Каталоге); 5) введены в расчёты площади ледников № 148 ($0,7 \text{ км}^2$) и № 171 ($2,0 \text{ км}^2$), которые не были опознаны на современных космических снимках. В современные данные внесена одна правка – добавлена площадь двух участков

ледника «Обваль́ный»: участок прироста языка в 1975–2012 гг. ($2,87 \pm 0,22 \text{ км}^2$) и участок языка между границей ледника в 1975 г. и границей завала 1945 г. ($0,15 \pm 0,02 \text{ км}^2$). Сравнение не учитывало: ледяной пояс Ключевского вулкана; ледники площадью менее $0,1 \text{ км}^2$ (такие ледники не учитывались в Каталоге на территорию Камчатки); некорректность площадей ледников Козыревский и № 146 в Каталоге, заново оценить которые мы не можем из-за отсутствия исходных материалов. В результате переоценки площадь оледенения района (за исключением ледника № 170) на 1950 г. составила $200,1 \text{ км}^2$, современная – $208,8 \pm 6,44 \text{ км}^2$. Таким образом, с 1950 по 2010–2015 гг. площадь оледенения Ключевской группы вулканов увеличилась на 4,3%. Вероятно, данная цифра точнее характеризует изменения, произошедшие с оледенением района за период исследований.

Для анализа климатических изменений проанализированы данные наблюдений ближайшей к району исследований ГМС Ключи с 1950 по 2015 г. Изучены средние летние (с июня по август) температуры приземного воздуха за 1950–2015 гг. и суммы твёрдых осадков с октября по май (период аккумуляции на ледниках района) за 1966–2015 гг. Летние температуры воздуха в 1989–2015 гг. по сравнению с 1951–1980 гг. повысились на $1,2 \text{ }^\circ\text{C}$ (рис. 5). Сумма твёрдых осадков в 1989–2015 гг. по сравнению с 1966–1980 гг. сократились на 2,2%. Фактически изменение площади оледенения района исследований не соответствует изменениям основных климатических факторов. За сопоставимый период с 1950 по 2010–2013 гг. площадь оледенения массива Алней-Чашаконджа, расположенного примерно в 60 км северо-западнее Ключевской группы вулканов, сократилась на 19,2% [11]. Очевидно, что разница в изменениях оледенения этих близко расположенных районов Камчатки обусловлена прежде всего наличием современной вулканической активности в пределах Ключевской группы вулканов и её отсутствием на массиве Алней-Чашаконджа.

Заключение

Согласно результатам прямого сравнения с данными Каталога, оледенение Ключевской группы вулканов с 1950 по 2010–2015 гг. практически не изменилось. Сокращение площади ледни-

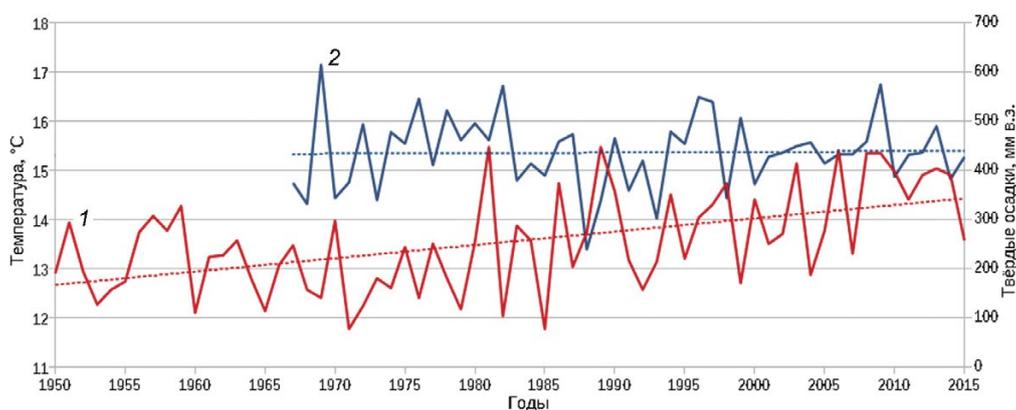


Рис. 5. Многолетний ход средней летней температуры воздуха (1) и сумм осадков с октября по май (2) на ГМС Ключи

Fig. 5. Average summer temperature (1) and precipitation sum from October to May (2) at the meteorological station Klyuchi

ков по сравнению с данными Каталога составило 0,7%. Для учёта очевидного завышения площадей ряда ледников в Каталоге и формирования после 1945 г. крупного ледника «Обвальный» был сделан перерасчёт, который показал рост площади оледенения района за период исследований на 4,3% (до $208,8 \pm 6,44$ км²). Под воздействием активного вулканизма конфигурация границ ледников Ключевского вулкана изменяется не только в их языковых частях, но и в областях аккумуляции. На его склонах наблюдается постепенное отмирание ряда языков «блуждающих» ледников. Параллельно этому в пределах «ледяного» пояса формируются новые потоки активного льда. Все известные подвижки ледников этого вулкана связаны с его

извержениями. Основными причинами отмирания языков «блуждающих» ледников служат сброс льда с последующим преобразованием верхних частей ледниковых языков в массивы «пассивных» льдов и уничтожение участков областей аккумуляции во время извержений Ключевского вулкана.

Фронты большинства ледников, расположенных на других вулканах района, в настоящее время находятся в квазистационарном состоянии благодаря мощному моренному покрову, предохраняющему ледниковые языки от поверхностной абляции. Взаимодействие современного вулканизма и оледенения в данном районе способствует сохранению и развитию ледников, несмотря на ухудшение климатических условий их существования.

Литература

1. *Виноградов В.Н.* Каталог ледников СССР. Т. 20. Ч. 2–4. 1968. 75 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. *Виноградов В.Н.* Современное оледенение районов активного вулканизма. М.: Наука, 1975. 103 с.
4. *Кондратюк В.И.* Климат Камчатки. М.: Гидрометеоздат, 1974. 204 с.
5. *Глазырин Г.Е., Муравьев Я.Д., Виноградов В.Н.* О климатическом фоне оледенения Камчатки // Гляциол. исследования. 1985. № 27. С. 51–66.
6. Атлас снежно-ледовых ресурсов мира: Т. 1 / Гл. ред. В.М. Котляков. М.: изд. РАН, 1997. 392 с.
7. *Виноградов В.Н., Муравьев Я.Д.* Изменчивость современных ледников вулканических районов Камчатки // МГИ. 1982. Вып. 42. С. 164–170.

References

1. *Vinogradov V.N.* *Katalog lednikov SSSR.* USSR Glacier Inventory. V. 20. Parts 2–4. Leningrad: Hydrometeoizdat, 1968: 76 p. [In Russian].
2. *Bogdanovich K.I.* Essay of activities the Okhotsk–Kamchatka mountain expedition in 1895–1898. *Izvestiya Russkogo Geograficheskogo Obshchestva.* Proc. of the Russian Geographical Society. 1899, 35 (6): 549–600. [In Russian].
3. *Vinogradov V.N.* *Sovremennor oledenenie rayonov aktivnogo vulkanizma.* Modern glaciation of the regions of active volcanism. Moscow: Nauka, 1975: 103 p. [In Russian].
4. *Kondratyuk V.I.* *Klimat Kamchatki.* Kamchatka climate. Moscow: Hydrometeoizdat, 1974: 204 p. [In Russian].
5. *Grazyrin G.E., Muravyev Ya.D., Vinogradov V.N.* On the climatic background of Kamchatka's glaciation. *Glyatsilogicheskie issledovaniya.* Glaciological studies. № 27. Moscow: Nauka, 1985: 51–66. [In Russian].
6. World Atlas of Snow and Ice Resources. V. 1. / Editor V.M. Kotlyakov. Moscow: Russian Academy of Sciences, 1997: 392 p.

8. Калесник С.В. Горные ледниковые районы СССР. Л.-М.: Гидрометеиздат, 1937. 184 с.
9. Конради С.А., Кель Н.Г. Геологический отдел Камчатской экспедиции 1908–1911 гг. // Изв. РГО. 1925. Т. 57. Вып. 1. С. 3–32.
10. Виноградов В.Н., Муравьев Я.Д. Особенности развития ледников в условиях активного вулканизма // МГИ. 1989. Вып. 66. С. 93–99.
11. Муравьев А.Я. Изменение размеров ледников Кроноцкого полуострова и массива Алней-Чашаконджа на Камчатке во второй половине XX – начале XXI в. // Лёд и Снег. 2014. № 2 (126). С. 22–28.
12. Муравьев Я.Д., Саламатин А.Н. Прогнозная оценка динамики ледниковых масс в вулканотектонических желобах Ключевского вулкана // Вулканология и сейсмология. 1993. № 4. С. 43–53.
13. Пийп Б.И. Ключевская сопка и ее извержения в 1944–1945 гг. и в прошлом // Тр. Лаборатории вулканологии. Вып. 11. М.: Изд-во АН СССР, 1956. 310 с.
14. Андреев В.И., Виноградов В.Н., Кирсанов И.Т. Изменение положения ледников северного склона вулкана Ключевского // Гляциол. исследования. 1976. № 25. С. 45–50.
15. Виноградов В.Н., Муравьев Я.Д. Взаимодействие лавы и льда на Ключевском вулкане при извержении 1983 г. // Вулканология и сейсмология. 1985. № 1. С. 29–46.
16. Муравьев Я.Д., Муравьев А.Я., Осипова Г.Б. Ледниковые подвижки в районах активного вулканизма // Тезисы XV гляциол. симпозиума. Казань, 2010. С. 23.
17. Котляков В.М., Хромова Т.Е., Носенко Г.А., Попова В.В., Чернова Л.П., Муравьев А.Я., Рототаева О.В., Никитин С.А., Зверкова Н.М. Современные изменения ледников горных районов России. М.: Тов-во научных изданий КМК, 2015. 288 с.
18. Муравьев Я.Д., Цветков Д.Г., Муравьев А.Я., Осипова Г.Б. Динамика пульсирующего ледника Бильченок в Ключевской группе вулканов // Лёд и Снег. 2012. № 2 (118). С. 31–39.
19. 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.
7. Vinogradov V.N., Muraviev Ya.D. Variability of the present-day glaciers in volcanic regions of Kamchatka. *Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovaniy*. Data of Glaciological Studies. 1982, 42: 164–170. [In Russian].
8. Kalesnik S.V. *Gornye lednikovye rayony SSSR*. Mountain glacier regions of the USSR. Leningrad–Moscow: Hydrometeoizdat, 1937: 184 p. [In Russian].
9. Konradi S.A., Kell N.G. Geological department of the Kamchatka expedition of 1908–1911. *Izvestiya RGO*. Proc. of the Russian Geographical Society. 1925, 57 (1): 3–32. [In Russian].
10. Vinogradov V.N., Muraviev Ya.D. Peculiarities of glaciers evolution in the conditions of active volcanism. *Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovaniy*. Data of Glaciological Studies. 1989, 66: 93–99. [In Russian].
11. Muraviev A. Ya. Glacier size changes in Kronotsky Peninsula and Alney-Chashakondzha Massif, Kamchatka Peninsula in the second half of XX century and the beginning of XXI century. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2014, 2 (126): 22–28. [In Russian].
12. Muravyev Ya.D., Salamatin A.N. Predictive estimate of ice mass dynamics in volcano-tectonic valleys of the Klyuchevskoy volcano. *Vulkanologiya i seysmologiya*. Volcanology and Seismology. 1993, 4: 43–53. [In Russian].
13. Piyp B.I. *Klyuchevskaya sopka i yeye izverzheniya v 1944–1945 gg. i v proshlom*. Klyuchevskaya Sopka and its eruptions in 1944–1945 and in the past. Proc. of the Laboratory of Volcanology. Issue 11. Moscow: USSR Academy of Sciences, 1956: 310 p. [In Russian].
14. Andreiev V.A., Vinogradov V.N., Kirsanov I.T. Change of the glacier position on the northern slope of Kluchevskoy volcano. Glaciological studies. № 25. Moscow: Nauka, 1976: 45–50. [In Russian].
15. Vinogradov V.N., Muraviev Ya.D. Lava and ice interaction at the Klyuchevskoy volcano during the 1983 eruption. *Volcanology and Seismology*. 1985, 1: 29–46. [In Russian].
16. Muraviev Ya.D., Muraviev A. Ya., Osipova G.B. Glacial surges in the areas of active volcanism. *Tezisy XV glyatsiologicheskogo simpoziuma*. Abstracts of the XV Glaciological Symposium. Kazan, 2010: 23. [In Russian].
17. Kotlyakov V.M., Khromova T.E., Nosenko G.A., Popova V.V., Chernova L.P., Muraviev A.Y., Rototaeva O.V., Nikitin S.A., Zverkova N.M. *Sovremennyye izmeneniya lednikov gornyykh rayonov Rossii*. Recent glacier changes in mountain regions of Russia. Moscow: KMK Scientific Press, 2015: 288 p. [In Russian].
18. Muraviev Ya.D., Tsvetkov D.G., Muraviev A. Ya., Osipova G.B. Dynamics of the Bilchenok surging glacier in the Klyuchevskaya volcano group. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2012, 2 (118): 31–39. [In Russian].
19. *Otchot Instituta vulkanologii AN SSSR «Dinamika sovremennogo oledneniya i vzaimodeistvie s vulkanizmom»*. Report of the Institute of Volcanology, USSR Academy of Sciences «Dynamics of modern glaciation and interaction with volcanism». Petropavlovsk-Kamchatsky, 1982: 333 p. [In Russian].

СНЕЖНЫЙ ПОКРОВ И СНЕЖНЫЕ ЛАВИНЫ

УДК 551.515.(8) (589.1)

doi:10.15356/2076-6734-2016-4-493-501

Положения арктического фронта в периоды похолодания и потепления Арктики

© 2016 г. А.Ю. Михайлов, А.Н. Золотокрылин*, Т.Б. Титкова

Институт географии РАН, Москва, Россия

*azolotokrylin1938@yandex.ru

Winter positions of Arctic front during periods of cooling and warming

A.Yu. Mikhailov, A.N. Zolotokrylin*, T.B. Titkova

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

*azolotokrylin1938@yandex.ru

Received March 1, 2016

Accepted May 24, 2016

Keywords: *air masses, air temperature, Arctic Front, sea ice concentration, sea surface temperature, surface pressure, wind divergence.*

Summary

Winter positions of the Arctic front (AF) during the known periods of the climate cooling (1949–1980) and warming (1981–2012) were analyzed within the sector 10° W – 60° E. The AF positions were determined by the following indicators: 1) a surface pressure; 2) horizontal wind divergence; 3) geostrophic vortex; 4) geostrophic heat advection. The main extrema of these four dynamic characteristics coincide and fall on the latitude 72.5° N. This corresponds to the average position of the AF for a given resolution and confirms correctness of our choice of these characteristics as the AF indicators. Relative differences between mean profiles of all values of the above warm and cold periods were calculated using method of normalization of each value for the corresponding latitude by the standard deviation for the entire period (1949–2012). To study variability of the AF position we used mean yearly winter profiles of the variables under investigation together with the statistical analysis of positions of the extrema within the latitude degrees. For pressure and geostrophic advection positions of the absolute minima were determined while for geostrophic vortex and divergence – positions of the absolute maxima.

The data show that according to different criteria the AF average positions for the period 1949–2012 lie within the zone 72.4–73.4 N. The interannual variability of the AF positions lies within the 1–2 degrees of latitude and corresponds to the range of the air temperature variability above the zone of maximal changes in the sea ice area. According to the standard deviation values of the divergence and the geostrophic vortex are the most stable in region of the AF passage. Comparison of differences of the studied characteristics between the warm and cold periods shows that the changes in the AF positions are not statistically significant ($P(t) < 91\%$ t-criterion) unlike the changes in positions of isolines which characterize the warming ($P(t) = 100\%$). Thus, despite significant changes in properties of the surface and the temperature regime to the north of 72.5 N (the warming), according to all the criteria the AF climatic position remains quasi-stationary for 32-year periods of averaging.

Поступила 1 марта 2016 г.

Принята к печати 24 мая 2016 г.

Ключевые слова: *арктический фронт, воздушные массы, дивергенция ветра, концентрация морского льда, приземное давление, температура воздуха, температура поверхности океана.*

Исследовано зимнее положение арктического фронта в секторе 10° з.д. – 60° в.д. в периоды похолодания (1949–1980 гг.) и потепления (1981–2012 гг.) Арктики. Положение арктического фронта определялось по положению минимума давления и геострофической адвекции, максимумам геострофического вихря и дивергенции ветра. Установлено, что разности в положении арктического фронта для периода потепления и похолодания статистически незначимы для всех перечисленных параметров и положение арктического фронта можно считать квазистационарным при значительном потеплении на 3–6 °С за 32 года.

Введение

Современное потепление Арктики и сокращение площади арктического льда в последние декады целесообразно рассмотреть с точки зре-

ния климатологии воздушных масс, используя понятие климатического фронта. В зимний период расположенная между долготами 10° з.д. и 60° в.д. Атлантико-Европейская ветвь арктического фронта (АФ) развивается между холодной

арктической и переходной субарктической массами [1–3]. Норвежская школа синоптического анализа, а позднее и советская считали положение АФ квазистационарным [1, 3]. Вопрос о том, как изменения климата и ледовитости Арктики влияют на положение АФ, изучен слабо.

В связи с современным потеплением Арктики этому вопросу посвящено несколько публикаций [4–10]. В работе [4] показано, что в зимний период максимальная амплитуда колебаний атлантической ветви АФ составляла $3\text{--}3,5^\circ$ по долготе: АФ занимал крайнее северное положение в периоды потепления Арктики 1920–40-х и 1980–2010-х годов и южное – в период похолодания 1950–70-х годов. Отметим, что колебания Атлантико-Европейской ветви АФ на широтах $10\text{--}50^\circ$ з.д., приведённые в работе [4], авторы не рассматривали. Данная ветвь имеет двойственную структуру и состоит из главной ветви над океаном и вторичной над Северной Европой [5]. В этой же статье авторы визуально сравнили положение АФ на картах в периоды 1948–1980 и 1981–2010 гг. с известным его положением в период потепления 1930–40-х годов из работы [1] и отмечают незначительное изменение положения АФ в обозначенные периоды. Указанное сравнение не подтверждено количественными оценками, что снизило достоверность этого заключения.

В данной работе исследованы межгодовые вариации главной Атлантико-Европейской ветви АФ зимой в периоды похолодания и потепления Арктики с целью оценки влияния потепления на положение АФ.

Данные и методика исследований

Для исследования вариаций положения АФ в условиях «холодного» (1949–1980 гг.) и «тёплого» (1981–2012 гг.) периодов в Атлантико-Европейском секторе, ограниченном 10° з.д. – 60° в.д. и $50\text{--}90^\circ$ с.ш., были рассчитаны меридиональные профили среднеширотных циркуляционных, термических и океанологических величин, полученных по данным реанализа (NCEP/NCAR) путём осреднения срочных данных за указанные два периода. Выбор дат холодного и тёплого периодов основывался на знаках аномалий температуры воздуха th , приведённых на рис. 1, и соображения равенства статистических выборок.

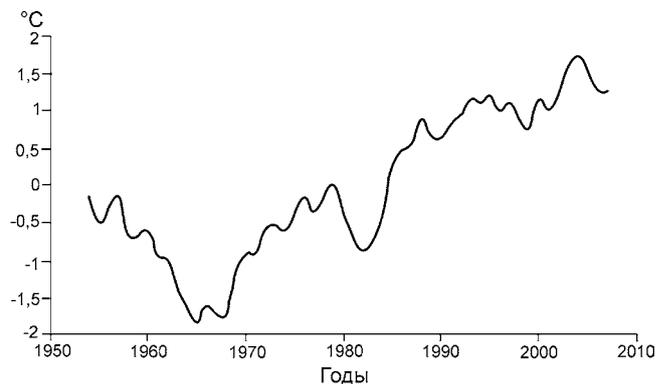


Рис. 1. Нормированные на стандартное отклонение (СТО) аномалии десятилетних скользящих средних зимних температур th , осреднённых по сектору 10° з.д. – 60° в.д. и $50^\circ\text{--}90^\circ$ с.ш. (средняя $th = -8,0^\circ\text{C}$, СТО = 1°C)

Fig. 1. The normalized by the standard deviation (SR) anomaly of 10-year moving average winter temperature th , sector 10° W – 60° E and $50^\circ\text{--}90^\circ$ N (average $th = -8,0^\circ\text{C}$, standard deviation 1°C)

Данные о ветре, температуре и геопотенциале получены из архива <http://www.cru.uea.ac.uk/cru/data/ncsr/> по срочным данным (четыре срока в сутки) для сетки $2,5 \times 2,5^\circ$ за период 1949–2012 гг. В работе использовались данные о ветре и температуре воздуха для уровня $\sigma = 0,995$ (примерно 40 м над земной поверхностью). Месячные данные о температуре поверхности океана sst для сетки ($2 \times 2^\circ$) взяты из архива <http://iridl.ldeo.columbia.edu/SOURCES/NOAA/NCDC/ERSST/.version3b/.sst/>. Сведения о концентрации льда ice – из архива <http://www.esrl.noaa.gov/psd/data/gridded/data.ncep.reanalysis.derived.surfaceflux.html>.

Для оценки положения АФ выбраны следующие величины: 1) приземное давление ps ; 2) дивергенция горизонтального ветра div (АФ проходит по линии минимального среднего давления и максимальной конвергенции) [1, 11]; 3) максимум геострофического вихря $grot$ (положителен при вращении против часовой стрелки), определяющий преобладание циклонических форм барической топографии (периферии циклонов, ложбины); 4) минимум геострофической адвекции тепла $gadt$ (максимум адвекции холода над относительно тёплым океаном) как зоны активного действия синоптических фронтов; 5) зональная U и меридиональная V составляющие приземного ветра, смена знака которых

может указывать на положение АФ. Использование геострофической адвекции тепла вместо обычной адвекции обусловлено необходимостью оценки деятельности синоптических фронтов, в то время как максимумы обычной адвекции тепла привязаны к зонам контрастов подстилающей поверхности (морской лёд – открытая вода, океан – суша).

Рассмотрим методы расчёта указанных величин.

1. В качестве приземного давления ps (гПа) использовалось приведённое давление по геопотенциалу на АТ1000 с учётом фактической температуры воздуха (в работе использовалась величина $P = ps - 1000$).

2. Величина дивергенции горизонтального ветра div (1/сут.) рассчитывалась в сферической системе координат по данным о ветре для сигма-поверхности 0,995 (40 м над земной поверхностью) по формуле

$$div = -\frac{1}{R \cos \varphi} \left[\frac{\partial(V \cos \varphi)}{\partial \varphi} + \frac{\partial U}{\partial \lambda} \right], \quad (1)$$

где φ и λ – соответственно широта и долгота; U и V – соответственно зональная и меридиональная составляющие скорости ветра на высоте 40 м; R – радиус Земли.

В расчётах использовался конечно-разностный аналог формулы (1) для четырёх точек в углах ячейки $2,5 \times 2,5^\circ$ (здесь конвергенция берётся со знаком плюс).

3. Величина геострофического вихря $grot$ (1/сут.) рассчитывалась по данным о геопотенциале H (м) на АТ1000 по формуле

$$grot = \frac{g}{l} \Delta H,$$

где Δ – оператор Лапласа в сферической системе координат; l – параметр Кориолиса; $g = 9,8$.

4. Величина геострофической адвекции тепла $gadt$ ($^\circ\text{C}/\text{сут.}$) рассчитывалась по данным о геопотенциале H и температуре T на АТ1000 по формуле

$$gadt = \frac{g}{lR \cos \varphi} \left(\overline{\frac{\partial H}{\partial \varphi} \frac{\partial T}{\partial \lambda} - \frac{\partial H}{\partial \lambda} \frac{\partial T}{\partial \varphi}} \right),$$

где черта сверху означает осреднение по метеорологическим срокам за весь интересующий период. В расчётах использовался конечно-разностный аналог данной формулы для четырёх точек в углах ячейки $2,5 \times 2,5^\circ$.

Анализ результатов

На первом этапе исследования положения АФ рассчитаны средние за исследуемый период меридиональные профили всех рассматриваемых величин (табл. 1). Здесь же представлены разности меридиональных профилей характеристик потепления – температуры воздуха, температуры поверхности океана; концентрация морского льда – между тёплым (1981–2012 гг.) и холодным (1949–1980 гг.) периодами. Из табл. 1 видно, что для четырёх приведённых динамических характеристик их главные экстремумы совпадают и приходятся на широту $72,5^\circ$ с.ш., что соответствует среднему положению АФ для данного разрешения и подтверждает обоснованность выбора данных характеристик в качестве индикаторов фронта. На этой же широте наблюдается смена направления зональной составляющей ветра с западного на восточный и меридиональной составляющей ветра – с южного на северный. Отметим, что арктический фронт располагается на $5–10^\circ$ южнее зоны максимального потепления ($77,5–82^\circ$ с.ш.), связанного, по-видимому, с существенным сокращением площади морских льдов на этих широтах.

На втором этапе исследования рассчитаны относительные разности δ средних профилей всех величин между тёплым и холодным периодами путём нормирования каждой величины на стандартное отклонение (СТО) за весь период (1949–2012 гг.) для соответствующей широты. Для оценки значимости разностей выполнена оценка вероятности $P(t)$ по t -распределению Стьюдента, которая при $|\delta| > 50\%$ принимает значения $P \geq 95\%$, а при $|\delta| > 40\%$ – $P \geq 90\%$. Значимой разность считается при $|\delta| \geq 50\%$, а близкой к значимой – при $|\delta| \geq 40\%$. Результаты расчётов приведены на рис. 2 и 3.

Анализ рис. 2 показывает, что на широте АФ ($72,5^\circ$ с.ш.) наблюдаются значимый рост температуры воздуха и поверхности океана и уменьшение концентрации льда (на этой широте $ice = 0,2$). Потепление в районе АФ сопровождается увеличением южной составляющей ветра и уменьшением северной составляющей над районом $70–77,5^\circ$ с.ш. Профиль концентрации морского льда ice указывает на значимое сокращение площади морских льдов к северу от $72,5^\circ$ с.ш., особенно на широтах $77,5–82,5^\circ$ с.ш.,

Таблица 1. Меридиональные профили величин в диапазоне от 10° з.д. – 60° в.д., осреднённые за период 1949–2012 гг., и разности между тёплым (1981–2012 гг.) и холодным (1949–1980 гг.) периодами*

Градус широты	Величины, определяющие положение арктического фронта за 1949–2012 гг.						Разности между тёплым и холодным периодами		
	<i>U</i> , м/с	<i>V</i> , м/с	<i>div</i> , 1/сут	<i>P</i> , гПа	<i>grot</i> , 1/сут	<i>gadt</i> , °C/сут	Δth , °C	Δsst , °C	Δice , %
87,5	-1,92	-0,12	-0,11	12,3	0,44	3,59	2,73	0,00	0
85	-1,47	-0,83	0,14	11,2	0,38	3,49	2,92	0,00	0
82,5	-0,96	-0,75	0,11	10,3	0,05	2,69	4,42	0,01	-2
80	-1,42	-1,29	0,04	8,9	-0,01	0,69	6,05	0,34	-11
77,5	-1,54	-1,25	0,13	7,0	0,50	-1,50	5,12	0,27	-16
75	-1,46	-0,76	0,26	5,3	1,14	-2,77	2,97	0,28	-9
72,5	-0,18	0,22	0,40	4,8	1,30	-3,09	1,70	0,20	-4
70	1,48	1,67	0,26	5,7	0,87	-1,93	0,81	0,15	-1
67,5	1,39	1,86	0,05	7,5	0,30	0,64	0,58	0,25	1
65	1,16	1,85	0,05	9,4	-0,03	2,50	0,80	0,23	-2
62,5	1,29	1,95	0,05	11,3	-0,06	2,56	0,80	0,18	1
60	1,14	1,87	0,06	12,9	0,06	1,84	0,96	0,16	1
57,5	1,30	1,93	0,10	14,6	0,13	1,38	1,19	0,18	1
55	1,50	2,03	0,03	16,5	0,02	1,58	1,28	0,17	0
52,5	1,19	1,75	-0,05	18,3	-0,27	2,01	1,23	0,18	0

*Жирным шрифтом выделены цифры, соответствующие среднему положению АФ. Δth – разность температуры воздуха; Δsst – разность температуры поверхности океана; Δice – разность концентрации льда.

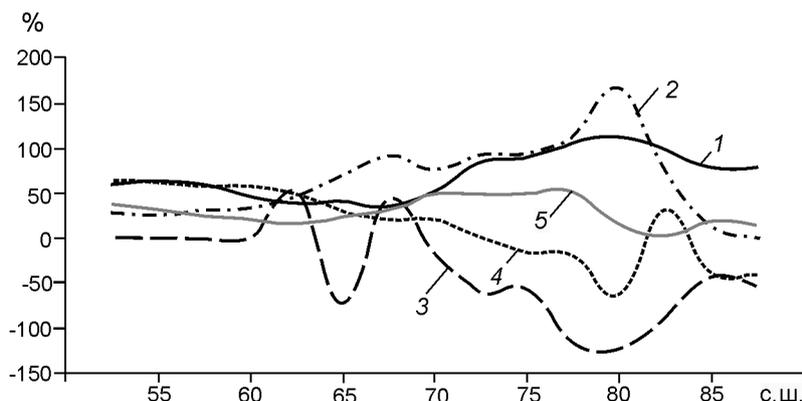


Рис. 2. Разность зимних зональных средних величин на интервале долгот (10° з.д. – 60° в.д.) между тёплым (1981–2012 гг.) и холодным (1949–1980 гг.) периодами осреднения, нормированная на соответствующее межгодовое стандартное отклонение (СТО за весь период) для каждой широты при относительной разности 50% и более по модулю (разность значима по Стьюденту с вероятностью более 95%):

1 – *th* – температура воздуха; 2 – *sst* – температура поверхности океана; 3 – *ice* – концентрация льда; 4 – *U* – северная составляющая ветра; 5 – *V* – южная составляющая ветра

Fig. 2. The difference between winter zonal mean values in the range of longitude (10° W – 60° E) between warm (1981–2012) and cold (1949–1980) averaging period, normalized to the corresponding interannual standard deviation for each latitude. When the relative difference of 50% or more in absolute value (the difference is significant by Student's probability of more than 95%):

1 – *th* – temperature air; 2 – *sst* – temperature sea surface; 3 – *ice* – concentration of ice; 4 – *U* – northern wind component; 5 – *V* – south wind component

что обусловлено ростом температуры воздуха на 4–6 °C ($\delta > 100\%$) и поверхности океана *sst* на 0,3 °C ($\delta > 100\%$). Значимое повышение температуры океана к югу от 72,5° с.ш. не связано с сокращением площади льда ввиду его низкой концентрации (*ice* < 0,2), а, скорее, есть следствие

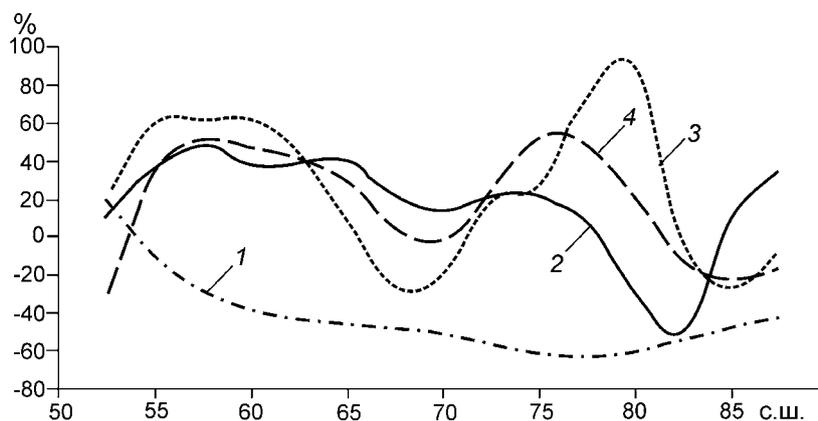


Рис. 3. Разность зимних зональных средних величин на интервале долгот (10° з.д. – 60° в.д.) между тёплым (1981–2012 гг.) и холодным (1949–1980 гг.) периодами осреднения, нормированная на соответствующее межгодовое стандартное отклонение (СТО за весь период) для каждой широты:

1 – P – приземное давление; 2 – $gadt$ – адвекция тепла; 3 – div – дивергенция; 4 – $grot$ – геострофический вихрь

Fig. 3. The difference between winter zonal mean values in the range of longitude (10° W – 60° E) between warm (1981–2012) and cold (1949–1980) averaging period, normalized to the corresponding interannual standard deviation for each latitude:

1 – P – surface pressure; 2 – $gadt$ – heat advection; 3 – div – convergence; 4 – $grot$ – cyclonic vortex

изменений в свойствах океанических течений (Гольфстрим). Повышение температуры воздуха к югу от широты АФ носит фоновый характер общего повышения зимней температуры над умеренными широтами Северного полушария, не связанный с изменениями на поверхности океана (доля океана к югу от 70° с.ш. составляет менее 35%). Отметим два максимума роста концентрации льда: на $67,5^\circ$ и $62,5^\circ$ с.ш. Первый связан с увеличением площади льда на юго-восточной периферии Баренцева моря, второй – с ростом ледовитости Балтийского моря. Значимый минимум на широте 65° с.ш. связан с сокращением площади льдов на Белом море.

На рис. 3 представлены относительные разности величин, определяющих положение АФ. Согласно этим данным, наблюдается значимое падение приземного давления на всём интервале широт от 65° до 85° с.ш. Другие характеристики изменяются только в отдельных точках. Например, увеличение циклонического вихря вблизи АФ (на 75° с.ш.) позволяет предположить смещение зоны максимальной циклонической активности к северу. Резкий рост конвергенции на широте 80° с.ш. и уменьшение адвекции тепла на широте $82,5^\circ$ с.ш. отражает смещение к северу зоны сплошных льдов и снижение концентрации льда в зоне несплошных льдов (75 – 80° с.ш.), что проявляется в противоположных по знаку

сильных изменениях восточного переноса на широтах 80 – $82,5^\circ$ с.ш. (см. рис. 2).

На профилях геострофического вихря $grot$, геострофической адвекции тепла $gadt$ и дивергенции горизонтального ветра div (см. рис. 3) на широте $57,5^\circ$ с.ш. наблюдаются положительные значения δ , которые являются значимыми. Эти изменения относятся ко вторичной ветви АФ, простирающейся вдоль данной широты от Северного моря через юг Балтики, Финский залив до 50° в.д. [5]. Причина возникновения этой ветви – локальный минимум температуры воздуха над Скандинавией и севером ЕТР, который проявляется в регенерации циклонов над Балтикой (над Скандинавией циклоны разрушаются). Таким образом, эта вторичная ветвь АФ «разделяет» более холодный субарктический воздух над Северной Европой и тёплый полярный воздух, проникающий из Атлантики через Балтику до 50° в.д. На широте $57,5^\circ$ с.ш. прослеживаются локальные максимумы геострофического вихря $grot$ и дивергенции горизонтального ветра div (см. табл. 1). На широте основной ветви АФ ($72,5^\circ$ с.ш.) изменения перечисленных величин незначимы.

Для более точного исследования изменчивости положения АФ мы использовали ежегодные зимние профили всех исследуемых величин с дальнейшим статистическим анализом положения экстремумов этих величин в градусах ши-

Таблица 2. Статистика колебаний широты характеристик положения арктического фронта*

Характеристики положения АФ	Тренд и его оценки в период 1949–2012 гг.			Стандартное отклонение, градус широты		Средняя, градус широты		Разность средних между периодами, градус широты	Стандартное отклонение Δ , %	$P(t)$, %
	градус/год	$P(F)$, %	R , %	П1	П2	П1	П2			
latmin_ps	0,019	87	0,19	1,83	1,98	72,50	73,12	0,61	32	80
latmax_grot	0,018	99	0,30	0,98	1,15	72,98	73,43	0,45	42	91
latmin_adv	-0,014	75	0,15	2,01	1,53	73,39	73,10	-0,29	-16	48
latmax_div	0,017	97	0,27	0,82	1,41	72,41	72,85	0,44	38	87
$U = 0$	0,019	63	0,11	3,34	2,88	71,92	72,33	0,41	13	40
$V = 0$	0,051	94	0,23	3,33	4,55	72,86	74,58	1,72	42	91
sst = 1	0,012	100	0,52	0,30	0,41	74,32	74,73	0,41	101	100
ice = 0,2	0,041	100	0,43	1,81	1,32	73,54	75,33	1,79	99	100
ice = 0,95	0,035	100	0,74	0,24	0,80	80,43	81,72	1,29	147	100
th = -10	0,046	100	0,53	1,08	1,73	74,76	76,34	1,58	97	100

*П1 и П2 – периоды 1949–1980 и 1981–2012 гг. соответственно; $P(F)$ – вероятность наличия тренда (значимость) по F -распределению; $P(t)$ – вероятность (значимость) разности между двумя выборками по t -распределению Стьюдента; R – коэффициент корреляции между линией тренда и данными выборки.

роты. Для определения широты положения АФ проводилась квадратичная интерполяция вблизи точки абсолютного экстремума, кратной 2,5, для каждого из четырёх индикаторов АФ. Для давления и геострофической адвекции определены положение абсолютных минимумов приземного давления **latmin_ps** и дивергенция горизонтального ветра **latmin_adv**, а для геострофического вихря и дивергенции – положение абсолютных максимумов **latmax_grot** и **latmax_div**. Была также сделана попытка исследования изменений положения АФ по нулевым изолиниям горизонтальных составляющих скорости ветра ($U = 0$ и $V = 0$) путём линейной интерполяции между точками, кратными 2,5°.

Для исследования связей изменения положения АФ и характеристик потепления (температуры воздуха **th**, температуры поверхности океана **sst** и концентрации льда **ice**) выполнены аналогичные статистические оценки межгодовых рядов среднего положения изолиний в их меридиональных профилях. Для температуры поверхности океана было выбрано значение +1 °C (**sst = 1**), что обусловлено высоким межгодовым стандартным отклонением и низкой концентрацией льда (менее 0,3). Для концентрации льда исследованы положения изолинии 0,95 (**ice = 0,95**), означающей границу сплошного льда, и изолинии 0,2 (**ice = 0,2**) – минимальной в секторе с долей океана более 90%. Выбор изолинии температуры воздуха **th = -10 °C** обусловлен максимальной по профилю межгодо-

вой изменчивостью (стандартного отклонения), близостью к зоне максимального сокращения площади морских льдов и максимальной корреляцией положения этой изолинии со средней для всей исследуемой области величиной температуры воздуха **th** (корреляция равна 0,91). Точное положение этих изолиний также определялось путём линейной интерполяции между двумя точками на профиле. Результаты статистического анализа рассмотренных характеристик приведены в табл. 2.

Анализ данных стандартного отклонения показывает, что положение изолиний зональной U и меридиональной V составляющих приземного ветра ($U = 0$ и $V = 0$) имеет очень высокую межгодовую изменчивость (до 4°), при этом примерно в 20% случаев переход через ноль для U и V отсутствует. По этой причине положение изолиний ($U = 0$ и $V = 0$) не может служить надёжным критерием ежегодного положения АФ. Данные табл. 2 показывают, что среднее положение АФ за последние 64 года, согласно разным критериям, лежит в пределах 72,4–73,4° с.ш. Эти результаты не противоречат приведённым ранее данным (см. табл. 1). Межгодовая изменчивость положения АФ лежит в пределах 1–2° широты и соответствует масштабу изменчивости температуры воздуха над зоной максимальных изменений площади морского льда. При этом по критериям дивергенции и геострофического вихря положение фронта – наиболее стабильное с точки зрения стандартного отклонения.

Таблица 3. Корреляционная матрица широт исследуемых характеристик за 1949–2012 гг.*

Показатели	latmin_ps	latmax_grot	latmin_adv	latmax_div	U = 0	V = 0	sst = 1	ice < 0,2	ice > 0,95	th = -10
latmin_ps	1,00	0,77	-0,13	0,23	0,83	0,62	0,29	0,23	0,21	0,43
latmax_grot		1,00	-0,28	0,52	0,62	0,68	0,44	0,31	0,40	0,60
latmin_adv			1,00	-0,46	0,03	-0,52	0,00	0,03	-0,26	-0,34
latmax_div				1,00	0,05	0,52	0,53	0,46	0,41	0,67
U = 0					1,00	0,36	0,16	0,10	0,04	0,17
V = 0						1,00	0,36	0,34	0,43	0,66
sst = 1							1,00	0,85	0,56	0,79
ice < 0,2								1,00	0,58	0,78
ice > 0,95									1,00	0,66
th = -10										1,00

*Обозначения см. текст; 5%-му уровню значимости соответствует величина 0,26.

Сравнение разностей между тёплым и холодным периодами показывает, что, согласно *t*-критерию, изменения положения АФ статистически не значимы ($P(t) < 91\%$) в отличие от положения изолиний, характеризующих потепление ($P(t) = 100\%$). Таким образом, несмотря на значительные изменения свойств поверхности и температурного режима к северу от 72,5° с.ш. (потепление), климатическое положение АФ по всем критериям остаётся стационарным для 32-летних периодов осреднения.

Данные о 64 годовых трендах указывают на тенденцию смещения АФ к северу (кроме критерия минимума адвекции тепла). При этом к значимым относятся тренды для положения максимумов геострофического вихря и дивергенции, которые составляют 1° за 64 года. Эта величина значительно меньше температурного тренда, равного смещению к северу изолинии ($th = -10$) на 3° за 64 года. Для анализа факторов, определяющих изменение положения АФ, была рассчитана корреляционная матрица для всех исследуемых величин (табл. 3). Анализ данных этой таблицы позволяет сделать ряд выводов.

1. Все коэффициенты корреляции положительны за исключением адвекции тепла. Это показывает, что зимнее потепление, сопровождающееся смещением к северу изолиний температуры воздуха, поверхности океана и морского льда, вызывает аналогичное смещение к северу АФ по всем критериям (кроме адвекции тепла), включая границу области южных и западных ветров.

2. Смещение к югу минимума геострофической адвекции тепла, по нашему мнению, обус-

ловлено тем, что потепление вызывает значительное (на 1,6° за 32 года) расширение к северу области южных ветров. Поскольку область адвекции холода формируется под влиянием как южных, так и северных ветров, сокращение зоны преобладающих северных ветров над Баренцевым морем означает смещение максимума адвекции холода в сторону южных ветров (в сторону границы холодная суша – тёплый океан).

3. Положительные аномалии температуры воздуха и открытой поверхности океана приводят к северному смещению линии максимального геострофического вихря и дивергенции (корреляция 0,6 и 0,67 соответственно), что означает аналогичные аномалии в положении максимума циклонической деятельности и минимума давления.

Обсуждение результатов

Сокращение площади морских льдов, приводящее к значительному локальному потеплению воздуха (5–6 °С за 32 года на широтах 77,5–82,5° с.ш.), вызывает небольшую перестройку циркуляции, проявляющуюся в смещении к северу (на 0,57° широты за 32 года) линий максимальной конвергенции и геострофического вихря. Это, в свою очередь, приводит к аналогичному смещению минимума давления (на 0,61° широты за 32 года). Таким образом, устанавливаются две противоположные тенденции, определяющие положение АФ: первая – потепление над границей льдов и открытым океаном переносит АФ к северу; вторая – постоянство границы «суша и открытый океан» и слабое

изменение температуры поверхности открытой воды (смещение к северу изолинии температуры поверхности океана $sst = 1\text{ }^{\circ}\text{C}$ составляет всего $0,37^{\circ}$ широты за 32 года) тормозит смещение на север АФ и делает его стационарным в масштабе 32-летнего осреднения.

Гипотетически можно предположить, что, если положение АФ нестационарно и условия атмосферной циркуляции меняются (смещение к северу максимума геострофического вихря, его значимое увеличение на широтах $75\text{--}77,5^{\circ}$ с.ш. и соответствующий рост циклонической деятельности), это может вызвать потепление воздуха и соответственно увеличение площади свободного ото льда океана. В случае стационарного положения АФ объяснение потепления неменяющимися условиями атмосферной циркуляции отпадает и следует привлекать данные о притоке океанического тепла в арктический бассейн [12].

В пользу квазистационарности АФ свидетельствуют исследование положения АФ и изменение его характеристик в периоды 1981–2000, 2011–2030 и 2041–2060 гг. на территории России в зимний и летний сезоны по результатам численного эксперимента на региональной климатической модели (РКМ) ГГО [10]. Показано, что на фоне продолжающегося и прогнозируемого потепления на севере России положение ветвей АФ было квазистационарным по данным наблюдений во второй половине XX – начале XXI в., а также по результатам численного эксперимента в период 1981–2000 гг. и, вероятно, останется таковым вплоть до 2060 г. (согласно данным РКМ ГГО).

Литература

1. Хромов С.П. Географическое размещение климатологических фронтов // Изв. ВГО. 1950. № 2. С. 126–137.
2. Bergeron T. Über die dreidimensional verknüpfende Wetteranalyse. Pt. 1: Prinzipielle Einführung in das Problem der Luftmassen-und Frontenbildung. Geofys. Publ. (Oslo), 1928. № 5. P. 1–111.
3. Bergeron T. Richtlinien einer dynamischen Klimatologie // Meteorologische Zeitschrift. 1930. № 47. P. 246–262.
4. Веретененко С.В., Дергачев В.А., Дмитриев П.Б. Влияние солнечной активности и вариаций космических лучей на положение арктического фронта в Северной Атлантике // Изв. РАН. Сер. физическая. 2007. Т. 71. № 7. С. 1041–1043.

Заключение

По данным реанализа NCEP/NCAR рассмотрены изменения между периодом потепления (1981–2012 гг.) и похолодания (1949–1980 гг.) главной Атлантико-Европейской ветви арктического фронта зимой над атлантической Арктикой. Местонахождение АФ определялось по положению минимума давления и геострофической адвекции, максимумов геострофического вихря и дивергенции ветра. Установлено, что разности в положении АФ для периода потепления и похолодания статистически незначимы для всех перечисленных параметров, а положение АФ можно считать стационарным при значительном (на $3\text{--}6\text{ }^{\circ}\text{C}$ за 32 года) потеплении. При анализе линейных трендов оказалось, что АФ статистически значимо смещается к северу – на $0,58^{\circ}$ за 32 года – по максимуму геострофического вихря и дивергенции. Это соответствует смещению к северу на $1,3\text{--}1,5^{\circ}$ изотерм приземного воздуха и границы сплошных льдов. Таким образом, сокращение площади морских льдов приводит через температуру воздуха к незначительному смещению АФ к северу. Положение АФ в условиях потепления и похолодания Арктики можно считать квазистационарным.

Благодарности. Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 13-05-00031).

Acknowledgments. This work was funded by the Russian Foundation of Basic Research (grant 13-05-00031).

References

1. Khromov S.P. Geographical position of climatological fronts. *Izvestiya VGO*. Proc. of All-Union Geographical Society. 1950, 2: 126–137. [In Russian].
2. Bergeron T. Über die dreidimensional verknüpfende Wetteranalyse, Pt. 1: Prinzipielle Einführung in das Problem der Luftmassen-und Frontenbildung. Geofys. Publ. (Oslo). 1928, 5: 1–111.
3. Bergeron T. Richtlinien einer dynamischen Klimatologie. *Meteorologische Zeitschrift*. 1930, 47: 246–262.
4. Veretenenko S.V., Dergachev V.A., Dmitriev P.B. Influence of solar activity and variations of cosmic rays to the position of Arctic front in the North Atlantic. *Izvestiya Ross. Akad. Nauk. Seriya Fizicheskaya*. Proc. of the RAS, Physical Series. 2007, 71 (7): 1041–1043. [In Russian].

5. Золотокрылин А.Н., Титкова Т.Б., Михайлов А.Ю. Климатические вариации арктического фронта и ледовитости Баренцева моря зимой // Лёд и Снег. 2014. № 1 (125). С. 80–85.
6. Золотокрылин А.Н., Михайлов А.Ю., Титкова Т.Б. Влияние притоков теплых атлантических вод на аномалии климата в атлантическом секторе Арктики. // Лёд и Снег. 2015. Т. 55. № 3. С. 73–82. doi: 10.15356/2076-6734-2015-3-73-82
7. Михайлов А.Ю., Золотокрылин А.Н., Титкова Т.Б. Полярный фронт над равнинами России летом // Метеорология и гидрология. 2012. № 2. С. 24–29.
8. Титкова Т.Б., Михайлов А.Ю., Виноградова В.В. Арктический фронт и ледовитость Баренцева моря в зимний период // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2014. Т. 11. № 3. С. 117–125.
9. Титкова Т.Б., Виноградова В.В., Михайлов А.Ю. Климатические вариации арктического фронта в теплый период и их проявления в северных ландшафтах // Изв. РАН. Сер. геогр. 2015. № 4. С. 39–46.
10. Черенкова Е.А., Титкова Т.Б., Михайлов А.Ю. Сезонные особенности Арктического фронта на территории России в XX и XXI веках // Криосфера Земли. 2014. Т. XVIII. № 4. С. 78–85.
11. Хромов С.П. Новые карты главных фронтальных зон // Метеорология и гидрология. 1940. № 8. С. 85–101.
12. Семенов В.А. Влияние океанического притока в Баренцево море на изменчивость климата в Арктике // ДАН. 2008. Т. 418. № 1. С. 106–109.
5. Zolotokrylin A.N., Titkova T.B., Mihajlov A. Yu. Climatic variations of the Arctic front and ice coverage in the Barents Sea in winter. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2014, 1 (125): 80–85. [In Russian].
6. Zolotokrylin A.N., Mikhailov A. Yu., Titkova T.B. Influence of income of warm Atlantic waters to the climate anomalies in the Atlantic sector of Arctic. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2015, 55 (3): 73–82. doi:10.15356/2076-6734-2015-3-73-82 [In Russian].
7. Mikhailov A. Yu., Zolotokrylin A.N., Titkova T.B. Polar front above the Russian plains by summer. *Meteorologiya i gidrologiya*. Meteorology and Hydrology. 2012, 2: 24–29. [In Russian].
8. Titkova T.B., Mikhailov A. Yu., Vinogradova V.V. Arctic front and sea coverage of Barents Sea in winter. *Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса*. 2014, 11 (3): 117–125. [In Russian].
9. Titkova T.B., Vinogradova V.V., Mikhailov A. Yu. Climatic variations of Arctic front in the warm period and their reflections in north landscapes. *Izvestiya Ross. Akad. Nauk, Seriya Geogr.* Proc. of the RAS, Geographical Series. 2015, 4: 39–46. [In Russian].
10. Cherenkova E.A., Titkova T.B., Mikhailov A. Yu. Seasonal peculiarities of Arctic front at the Russian territory in 20th and 21st centuries. *Kriosfera Zemli*. Earth Cryosphere. 2014, 18 (4): 78–85. [In Russian].
11. Khromov S.P. New maps of main frontal zones. *Meteorologiya i gidrologiya*. Meteorology and Hydrology. 1940, 8: 85–101. [In Russian].
12. Semenov V.A. Influence of oceanic income to the Barents Sea to the climate variability in Arctic. *Doklady Akademii Nauk*. Proc. of the Academy of Sciences. 2008, 418 (1): 106–109. [In Russian].

Экспериментальный метод прогноза лавин на основе нейронных сетей

© 2016 г. В.В. Жданов

Институт географии Министерства образования и науки Республики Казахстан, Алматы
Zhdanovvitaliy@yandex.ru

Experimental method to predict avalanches based on neural networks

V.V. Zhdanov

Institute of geography, Ministry of Education and Science, Kazakhstan, Almaty
Zhdanovvitaliy@yandex.ru

Received April 12, 2016

Accepted July 27, 2016

Keywords: *avalanche danger, classification of rainfalls, discriminate function, neural networks, prediction of avalanches.*

Summary

The article presents results of experimental use of currently available statistical methods to classify the avalanche-dangerous precipitations and snowfalls in the Kishi Almaty river basin. The avalanche service of Kazakhstan uses graphical methods for prediction of avalanches developed by I.V. Kondrashov and E.I. Kolesnikov. The main objective of this work was to develop a modern model that could be used directly at the avalanche stations. Classification of winter precipitations into dangerous snowfalls and non-dangerous ones was performed by two following ways: the linear discriminant function (canonical analysis) and artificial neural networks. Observational data on weather and avalanches in the gorge Kishi Almaty in the gorge Kishi Almaty were used as a training sample. Coefficients for the canonical variables were calculated by the software «Statistica» (Russian version 6.0), and then the necessary formula had been constructed. The accuracy of the above classification was 96%. Simulator by the authors L.N. Yasnitsky and F.M. Cherepanov was used to learn the neural networks. The trained neural network demonstrated 98% accuracy of the classification. Prepared statistical models are recommended to be tested at the snow-avalanche stations. Results of the tests will be used for estimation of the model quality and its readiness for the operational work. In future, we plan to apply these models for classification of the avalanche danger by the five-point international scale.

Поступила 12 апреля 2016 г.

Принята к печати 27 июля 2016 г.

Ключевые слова: *дискриминантная функция, искусственные нейронные сети, классификация осадков, лавинная опасность, прогноз лавин.*

Обсуждаются результаты эксперимента по применению статистических методов для классификации лавиноопасных осадков и снегопадов в бассейне р. Киши Алматы в Иле (Заилийском) Алатау. Для разделения осадков на лавино- и нелавиноопасные выбраны два способа: дискриминантная функция и искусственные нейронные сети. Разработана экспериментальная модель классификации осадков и снегопадов, оценены ошибки классификации на независимом материале.

Введение

Снежные лавины – весьма распространённое явление в горных районах Казахстана. Объёмы лавин могут меняться от нескольких десятков до сотен тысяч кубических метров. Лавинную опасность необходимо обязательно учитывать при освоении горных районов и планировании хозяйственной и рекреационной деятельности. Лавиноопасные районы находятся на юге, юго-востоке и востоке республики. Ежегодно в горах регистрируется сход сотен лавин, но большинство из них отмечаются в отдалённых необжитых районах. Существуют различные методы борьбы с лавинами, среди которых: прогнозирование, предупредительные спуски, ин-

женерные методы защиты и различные информационно-профилактические мероприятия.

В Казахстане и других странах СНГ самый распространённый способ – прогнозирование лавинной опасности. В период лавинной опасности с ноября по май в специализированных подразделениях Республиканского государственного предприятия (РГП) «Казгидромет» составляется ежедневный снеголавинный бюллетень. Выдаётся фоновый (общий) прогноз по горным районам республики и локальные прогнозы в зонах ответственности снеголавинных станций. На их основе Комитет по чрезвычайным ситуациям (КЧС) принимает необходимые меры: закрывает объекты, ограничивает доступ людей, предупреждает туристов, организует про-

филактические спуски. Точный прогноз необходим для обеспечения безопасности населения и объектов в горах. Современные математические модели позволяют улучшать качество снеголавинных прогнозов, а следовательно, предупреждать население и государственные службы об опасном явлении.

Постановка проблемы

Проблема прогноза лавин всегда была актуальной в лавиноведении. Методы прогноза лавин очень разнообразны. В Казахстане в оперативной деятельности снеголавинной службы Казгидромета разрешается использовать только прошедшие производственные испытания и утверждённые уполномоченным органом методы. К ним относятся методы, разработанные И.В. Кондрашовым и Е.И. Колесниковым [1, 2]. С их помощью прогнозируются лавины, связанные со снегопадами и оттепелями. Основные предикторы для прогноза лавин, связанных со снегопадами, – количество выпавших осадков (или прирост снега) и толщина старого снега, а для прогноза лавин, связанных с оттепелями, – сумма положительных температур воздуха. Используемые в настоящее время в Казахстане методы прогноза лавин разработаны в 1980-е годы на основе материалов наблюдений за лавинами с 1966 по 1980 г. Оправдываемость прогнозов составляет около 90%. Отметим, что качество прогнозов в значительной мере зависит не столько от совершенства метода прогноза, сколько от опытности наблюдателя снеголавинной станции, отвечающего за прогноз.

Большинство лавин в горах Иле Алатау (примерно 80% случаев) связаны с осадками и снегопадами. В Казахстане лучше всего решена проблема прогноза лавин этого типа. Немного хуже прогнозируются весенние лавины, обусловленные оттепелью, и лавины метелевого генезиса. Оперативная деятельность снеголавинной службы Казгидромета определяется основным руководящим документом [3]. Оно разработано на основе руководства [4]. Используемые методы прогнозирования относятся к графическим методам прогноза лавин. Основу составляют графики, разделяющие осадки и снегопады на два класса: лавиноопасные и не-

лавиноопасные. Критический прирост снега и количество осадков зависят от толщины старого снега на склоне. Массив данных для разработки методов прогноза берётся из многолетних наблюдений на снеголавинных станциях. Использование в качестве предиктора прироста свежевыпавшего снега целесообразно только для сухих лавин. В качестве предиктора для прогноза любых лавин, связанных с осадками и снегопадами, часто используют не толщину снега, а количество осадков. Эти методы, простые и надёжные в оперативной работе, имеют небольшую заблаговременность.

В настоящее время появилась настоятельная необходимость модернизации методов прогноза лавин в Казахстане. Это объясняется рядом причин. Сейчас имеется много новой информации об условиях схода лавин, на основе которой можно улучшить существующие методы прогноза. Кроме того, в снеголавинной службе практически не осталось опытных специалистов-лавинщиков, поэтому качество прогноза лавин ухудшилось. Появилось много перестраховочных прогнозов. В данной статье показываются возможные пути усовершенствования методов прогноза лавин на основе традиционных дискриминантных функций и более современных нейронных сетей.

Адаптация современных способов прогнозирования лавин имеет большое значение для развития снеголавинной службы Казгидромета. В настоящее время для прогноза лавинной опасности используют различные методы: дискриминантный анализ, экспертные оценки, метод распознавания образов, множественную регрессию, синоптический прогноз и т.д. [5]. Чаще всего это – статистические методы, основанные на анализе многолетних наблюдений. Широкое распространение получили и линейные дискриминантные функции [6]. Существуют также способы моделирования устойчивости снежного пласта на склоне с применением наблюдений на ближайших метеостанциях [7]. Один из методов – автоматизированные экспертные системы на основе искусственных нейронных сетей (ИНС) [8, 9].

Цель настоящей работы – создание статистической модели классификации осадков и снегопадов на лавино- и нелавиноопасные. Это необходимо для улучшения качества прогноза

лавин, так как обильные и интенсивные осадки и снегопады представляют собой основные факторы лавинообразования в горах Иле Алатау. Интересно проверить и возможности программ искусственного интеллекта для решения задач прогнозирования и классификации лавинной опасности. В дальнейшем планируется перейти на вероятностный прогноз с применением международной пятибалльной шкалы лавинной опасности.

Методика исследований

После изучения литературы мы выбрали два статистических метода: 1) автоматизированные экспертные системы на базе искусственных нейронных сетей (ИНС); 2) метод линейной дискриминантной функции (каноничный дискриминант Фишера). Для экспериментов использовалось стандартное программное обеспечение. Дискриминантная функция рассчитывалась в программе Statistica 6.0 от компании StatSoft. Это – полностью русскоязычный пакет, позволяющий провести любые расчёты по математической статистике [10]. Искусственная нейронная сеть построена с помощью учебного нейросимулятора, разработанного Л.Н. Ясницким и Ф.М. Черепановым из Пермской школы искусственного интеллекта при Пермском государственном гуманитарно-педагогическом университете [11, 12].

Были проведены сбор, анализ и первичная обработка материалов многолетних наблюдений за погодой и лавинами в бассейне р. Киши Алматы в районе снеголавинной станции (СЛС) «Шымбулак». Эта СЛС расположена в 25 км от г. Алматы на высоте 2170 м над ур. моря (все высоты в статье даны над уровнем моря) и представляет собой одну из старейших станций в Казахстане. Она организована в 1966 г. после экстремально снежной зимы 1965/66 г. Наблюдения здесь ведутся более 40 лет, но в 1990-е годы она несколько лет не работала из-за кризиса. Учитывались только лавины, связанные с осадками и снегопадами. Типы и режим лавин здесь характерны для всего северного склона хр. Иле Алатау. Этот район можно считать научным полигоном по изучению лавин в Казахстане. Дополнительно взяты данные об осадках на

метеорологической станции (ГМС) «Мынжылки», расположенной на высоте 3017 м в этом же ущелье. Это необходимо, чтобы отличать осадки, прошедшие во всех высотных зонах.

Основные факторы лавинообразования

СЛС Шымбулак обеспечивает прогноз лавин для среднегорной зоны долины Малой Алматинки (р. Киши Алматы) от 1600 до 3000 м. Здесь расположены горнолыжный курорт Шымбулак, каток Медеу, проходит автомобильная дорога Медеу – Шымбулак – Ворота Туюксу. Данная территория активно посещается туристами. Лавиноопасный сезон в среднегорной части Иле Алатау продолжается с декабря по апрель. Выше 3000 м лавиноопасный сезон более продолжительный, а в гляциальной зоне выше 3500 м лавины могут сходить весь год, однако эта территория не входит в зону ответственности снеголавинной станции, поэтому прогнозы лавин для высокогорной зоны не составляются.

Снежный покров толщиной более 30 см, достаточный для лавинообразования в районе СЛС Шымбулак, устанавливается в начале декабря. После обильных декабрьских снегопадов толщина снежного покрова достигает 50–70 см. В январе и феврале наступает длительный период с морозной погодой и редкими небольшими снегопадами. В это время в нижней части снежной толщи формируется слой перекристаллизованного слабосвязанного снега («глубинная изморозь»), который часто служит поверхностью отрыва лавин. В марте, особенно в его второй половине, начинаются обильные снегопады, перемежающиеся с оттепелями. Толщина снежного покрова достигает 110–130 см, а в многоснежные годы, повторяющиеся один раз в 10–12 лет, – 150 см.

Долина р. Малая Алматинка в среднегорной части имеет V-образный поперечный профиль. Превышение склонов над дном долины в среднем составляет 600–800 м, местами достигая 1000–1100 м. Склоны северной, западной и восточной экспозиций до высоты 2800 м заняты густым лесом из тянь-шаньской ели. Склоны южной экспозиции и склоны, поднимающиеся выше 2800 м, покрыты травянистой

растительностью. В районе наблюдений СЛС преобладают лотковые лавинные очаги. Высота падения лавин достигает 1000 м. Площадь лавиносборов составляет от 1 до 50 га, а крутизна склонов в зоне отрыва лавин — 30–35°. Нижняя граница зоны формирования лавин проходит на высоте около 2000 м. Нижняя граница, которой достигают лавины, равна 1600 м. Наибольшая лавинная активность наблюдается на склонах выше 2500 м, имеющих северную, северо-восточную и северо-западную экспозиции. Меньше активность — на склонах восточной и западной экспозиций. На склонах южной экспозиции в среднегорной зоне хр. Иле Алатау лавины не образуются из-за отсутствия постоянного снежного покрова. Средний объём лавин составляет около 10 тыс. м³. Максимальный из зарегистрированных на СЛС объёмов лавин равен 350 тыс. м³. Все показатели лавинной активности (количество, объёмы, число дней с лавинами) характеризуются большой межгодовой изменчивостью [13]. При этом достоверных временных трендов не установлено. В 60% случаев годы с высокой лавинной активностью совпадают с годами с высокой снежностью. Однако, кроме количества снега, на лавинную активность значительно влияют и другие факторы лавинообразования: режим выпадения осадков, температура воздуха, процессы перекристаллизации снега.

В течение зимы наблюдаются два пика лавинной активности: в конце декабря — начале января и в марте — начале апреля. В начале зимы сходят сухие лавины из свежеснежного покрова, в конце зимы преобладают мокрые лавины из старого снега. Всего за зиму бывает от 10 до 40 дней с лавинами. По количеству преобладают сухие лавины, а по объёмам и разрушительной силе — мокрые лавины. В условиях континентального климата в предгорьях Иле Алатау выпадает около 600 мм осадков в год, а в высокогорной зоне — около 1000 мм. В среднем за лавиноопасный период отмечается 20–30 случаев выпадения осадков и снегопадов, но большинство из них не лавиноопасные — 1–5 мм. Сильные лавиноопасные осадки (20–30 мм/сут.) отмечаются 1–3 раза за лавиноопасный период. Экстремальные осадки (30–50 мм/сут.) наблюдаются один раз в 5–10 лет и вызывают массовый сход лавин. Сход катастро-

фических лавин отмечается ещё реже, так как для этого необходимо сочетание многих факторов — экстремальных осадков, неустойчивости снежного покрова и соответствующего температурного режима. Большинство сильных осадков имеет продолжительность 1–1,5 сут.

Все параметры (предикторы), входящие в модель, давно используются при прогнозировании лавинной опасности в Иле Алатау. Основные предикторы в методах И.В. Кондрашова и Е.И. Колесникова — количество осадков (прирост снега) и толщина старого снега на СЛС Шымбулак. Однако для разделения осадков на лавино- и не лавиноопасные опытный прогнозист учитывает и другие факторы: снежную обстановку в предыдущие сутки, интенсивность осадков, снеговой запас в шурфе и осадки на соседней ГМС Мынжылки. Поэтому было решено включить дополнительные данные для более точного разделения осадков и снегопадов. В планах работы — обучить искусственные нейронные сети на тех же данных, что используют прогнозисты-лавинщики. В результате испытаний модели, вероятно, будут оставлены самые информативные данные.

При экспериментальном методе прогноза использованы входные и выходные сигналы. Входные сигналы (предикторы) — срочные данные наблюдений на метеоплощадке в 9.00 ч. (местное время) и на стационарном шурфе в 15.00 ч. (местное время). Текущие осадки и толщина снега измерялись непосредственно перед сходом лавин. Прирост снега фиксировался с помощью специальных переносных реек. Интенсивность осадков и прироста снега не измерялась, а вычислялась. Методы наблюдения стандартные, описанные в руководствах [3, 4]. Период наблюдений — 1984–2015 гг. Список предикторов приведён далее.

Входные сигналы:

- x_1 — количество осадков на метеоплощадке за предыдущие сутки, мм;
- x_2 — количество осадков на метеоплощадке непосредственно перед сходом лавин, мм;
- x_3 — количество осадков на ГМС Мынжылки за предыдущие сутки, мм;
- x_4 — толщина снега в стационарном шурфе за предыдущие сутки, см;
- x_5 — толщина снега в стационарном шурфе в день схода лавин, см;

x_6 – прирост снега за весь период осадков, см;
 x_7 – интенсивность осадков, мм/ч;
 x_8 – интенсивность прироста толщины снега, см/ч;
 x_9 – общий снегозапас в стационарном шурфе в день схода лавин, мм.

Выходные сигналы – сведения о сходе лавин в центральной части бассейна р. Киши Алматы (Малая Алматинка) зоне наблюдений СЛС Шымбулак.

Выходной сигнал:

y_1 – класс снегопада: 0 – нелавиноопасные осадки и снегопады; 1 – лавиноопасные осадки и снегопады.

В качестве обучающей выборки использовался ряд из 4285 дней, из них 192 дня – со сходом лавин. В качестве тестовой выборки взяты две зимы – 2013/14 и 2014/15 гг. – 374 дня, из них 15 дней со сходом лавин. Оправдываемость прогноза Кондрашова (90%) обеспечивается в значительной степени опытностью наблюдателя. Как уже отмечалось, в настоящее время опытных наблюдателей почти не осталось и качество прогнозов ухудшилось. Часто даются перестраховочные прогнозы, что ещё раз подчёркивает необходимость модернизации методов прогноза.

Результаты исследований

Дискриминантная функция. В статистике для решения задач классификации используется линейная дискриминантная функция (каноничный дискриминант Фишера) [10]. Он применяется только в том случае, когда заранее известны классы переменных. Дискриминантная функция записывается в виде формулы (1):

$$D = a + b_1x_1 + \dots + b_nx_n, \quad (1)$$

где D – линейная дискриминантная функция; a – постоянный коэффициент; b_1, b_n – дискриминантные коэффициенты; x_1, x_n – переменные (предикторы).

Значения коэффициентов a и b определяют с помощью ковариационной матрицы. После обработки данных о погоде и состоянии снега (входных сигналов, приведённых выше) в программе Statistica 6.0 получена итоговая формула (2) и значение дискриминантной функции для каждого класса осадков:

$$D = 0,0061x_1 + 0,1003x_2 + 0,0055x_3 + 0,0040x_4 + 0,0019x_5 + 0,1211x_6 + 0,07168x_7 + 0,0960x_8 - 0,0006x_9 - 0,6060, \quad (2)$$

где среднее значение $D = -0,2490$ для нелавиноопасных осадков; среднее значение $D = 5,3073$ для лавиноопасных осадков.

Для удобства работы и проверки результатов формула (2) перенесена в программу Excel. Для определения класса опасности снегопада написана логическая формула «если» (3):

если $D > 2,5292$, то $y_1 = 1$ (лавиноопасные осадки);
 если $D < 2,5291$, то $y_1 = 0$ (нелавиноопасные осадки). (3)

Были рассчитаны значения D и y_1 для тестовой выборки. Сравнение полученных результатов и наблюденных показало хорошую работу статистической модели. Всего из 374 дней были правильно распознаны 358, или 96% (16 ошибочных классификаций). Из 15 дней с лавинами были распознаны 14, или 93%. Наиболее часто встречающаяся ошибка – отнесение нелавиноопасной ситуации к лавиноопасной – 14 случаев.

Искусственные нейронные сети (ИНС). Модели ИНС созданы для описания работы головного мозга, но получили широкое распространение в математике, физике, программировании и статистике. Нейросимулятор моделирует работу нервных клеток. Каждый нейрон имеет вход – синапс и выход – аксон. Количество нейронных связей может достигать миллиардов. Текущее состояние нейрона описывается формулой (4):

$$u_i = \sum_{j=1}^N w(i, j)x(j) + b(j), \quad (4)$$

где $x(j)$ – входной сигнал; $w(i, j)$ – вес входного сигнала (синапс); $b(i)$ – порог активации нейрона; u_i – текущее состояние нейрона (аксон).

Модель искусственного нейрона приведена на рис. 1 [11]. Функция активации необходима для преобразования входного сигнала в выходной. Самая распространённая сигмоидальная функция описывается формулой (5):

$$f(x) = 1/1 + \exp(-ax). \quad (5)$$

Многослойный персептрон (от англ. perception – чувствительность) – самый распространённый тип сети. Преобразование входных сигналов в выходной происходит в ходе многократного суммирования в каждом из искусственных нейронов. Существует различная ар-

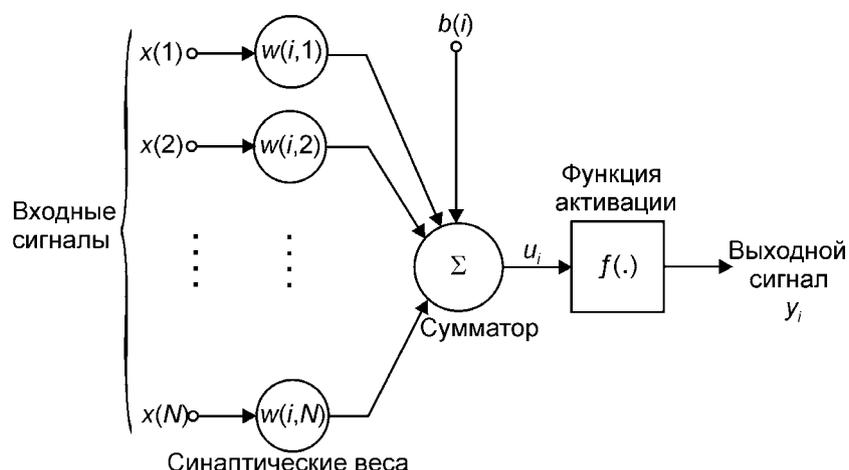


Рис. 1. Модель искусственного нейрона

Fig. 1. Model of artificial neuron

хитектура сети с одним входным и выходным слоем и несколькими скрытыми слоями. В слое может быть неограниченное количество нейронов. Многослойные перцептроны обучаются, когда известны значения выходного сигнала. В противном случае необходимо использовать совершенно другой тип сети – самоорганизующиеся сети Кохонена. В качестве экспериментального был выбран бесплатный обучающий нейросимулятор Л.Н. Ясницкого и Ф.М. Черепанова [12, 14].

Для обработки взяты те же самые данные, что и в предыдущей модели. Была построена нейронная сеть, соответствующая входным и выходным сигналам (девять входных нейронов, один выходной нейрон, четыре скрытых слоя по 99 нейронов). Принципиальная схема построенной ИНС приведена на рис. 2. Данные, полученные нейронной сетью, были перенесены в программу Excel для проверки. Сравнение по-

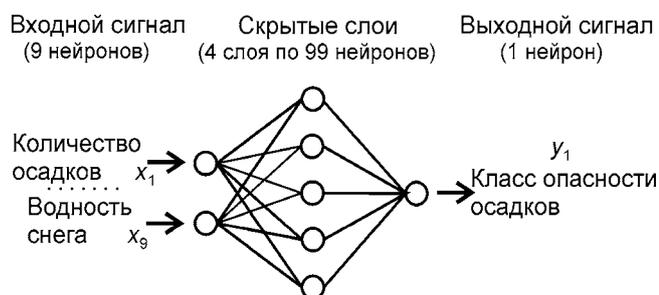


Рис. 2. Принципиальная схема искусственной нейронной сети

Fig. 2. The schematic diagram of neural network

лученных результатов и наблюдаемых показало хорошую работу модели. Всего из 374 дней были правильно распознаны 366, или 98% (8 ошибочных классификаций). Из 15 дней с лавинами были распознаны 13, или 87%.

Обсуждение результатов

Предлагаемая «экспертная система» на основе искусственных нейронных сетей должна помочь лавинщику-прогнозисту в классификации осадков и снегопадов. Если текущая снеголавинная обстановка относится к лавноопасному классу и осадки продолжают, то прогнозист должен составить «Штормовое предупреждение». Заблаговременность подобных методов прогноза небольшая – несколько часов, но оправдываемость их гораздо выше. А этих нескольких часов хватает для принятия необходимых мер. Для увеличения заблаговременности прогноза в дальнейшем возможно включение в программу прогностических сумм осадков, полученных в результате новых численных моделей прогноза погоды Казгидромета или Росгидромета.

Как уже отмечалось, в снеголавинной службе Казахстана, как и в большинстве стран СНГ, используют стандартные методы оценки качества прогнозов [3, 15]. Существуют несколько критериев оценки прогнозов и «Штормовых предупреждений»: общая оправдываемость прогнозов; оправдываемость «Штормовых предупрежде-

Критерии оценки качества прогнозов лавин по различным методам

Прогностический метод	Общая оправдываемость прогнозов, %	Оправдываемость штормовых предупреждений, %	Критерий Багрова
Прогнозы СЛС Шымбулак за период 2006–2014 гг.	79	35	0,35
Дискриминантный анализ	96	50	0,5
Искусственные нейронные сети	98	59	0,59

ний»; критерии Багрова–Обухова. Проверка моделей была выполнена на независимом материале. В качестве тестовой выборки взяты две зимы 2013/14 и 2014/15 гг. – 374 дня, из них 15 дней со сходом лавин. Сравнение оправдываемости прогнозов СЛС Шымбулак и потенциальной оправдываемости по предлагаемым моделям приведено в таблице.

Невысокая оправдываемость прогнозов СЛС Шымбулак объясняется человеческим фактором. Большое количество ложных прогнозов составляет для подстраховки. Кроме того, трудно прогнозируются другие типы лавин, но величина критерия Багрова, равная 0,35, укладывается в стандартные нормативы качества, принятые со времён СССР. При значении критерия Багрова ниже 0,33 качество прогнозов считается неудовлетворительным. Проверка предлагаемых моделей показала оправдываемость выше среднестатистической. Учитывая это, модели классификации осадков можно рекомендовать для проведения производственных испытаний. Только после них можно делать выводы о работоспособности модели.

У каждой прогностической модели есть свои особенности. Дискриминантная функция проста в использовании, но для разделения осадков применяется линейный метод. Её рекомендуют использовать, если наблюдается прямая зависимость между входными и выходными данными с высоким уровнем корреляции (линейная корреляция Пирсона). Это приводит к тому, что плохо учитывается критическая величина осадков при небольшой толщине старого снега. Модели на основе искусственного интеллекта рекомендуется применять, когда между входными (предикторы) и выходными данными наблюдаются нелинейные зависимости с невысоким уровнем корреляции [11]. Кроме того, модель легче переобучить при поступлении свежих данных, хотя интерфейс нейросимулятора – более сложный в работе.

Для дальнейшего улучшения методов прогнозирования лавинной опасности необходимо применять мировой опыт и переходить на вероятностные формы прогноза. Сейчас для этого существует Международная пятибалльная шкала лавинной опасности, созданная в Швейцарском федеральном институте изучения снега и лавин. По этой шкале вероятность схода лавин меняется от низкого «зелёного» уровня угрозы до экстремального «красного». Использование ИНС позволяет определять и степень лавинной опасности. В этом случае входными сигналами будет информация о погоде и снежной обстановке, а выходными сигналами – пять степеней лавинной опасности.

Заключение

Обе статистические модели можно рекомендовать для экспериментального прогнозирования лавин. Они показали хорошую точность классификации и способны облегчить работу по распознаванию лавиноопасных осадков. Лавиноопасные осадки – основной фактор лавинообразования в горах Иле Алатау. Это необходимо знать всем специалистам. Настоящую работоспособность модели можно определить только в результате производственных испытаний. Следующим этапом работы станет применение этих моделей для определения степени лавинной опасности по Международной пятибалльной шкале, что позволит перейти от категорических (альтернативных) форм прогноза к вероятностным.

Благодарности. Автор выражает благодарность В.П. Благовещенскому за помощь в написании статьи. Работа выполнена в рамках проекта грантового финансирования Г. 2015 2306/ГФ4 Министерства образования и науки Республики Казахстан («Определение границ лавиноопас-

ных зон в горных районах Казахстана с применением компьютерного моделирования»).

Acknowledgments. Author cordially thanks Viktor Blagoveshensky for his help in writing this article. The

work was performed in framework of a grant funding G. 2015 2306/GF4 by Ministry of Education and Science of the Republic of Kazakhstan (Delimitation of the avalanche-dangerous zones in mountainous regions of Kazakhstan by means of the computer modeling).

Литература

References

1. Кондрашов И.В. Прогноз лавин и некоторых характеристик снежности в горах Казахстана. Л.: Гидрометеоздат, 1991. 72 с.
2. Практическое пособие по прогнозированию лавинной опасности в Казахстане / Под ред. Е.И. Колесникова. Алматы: изд. РГП «Казгидромет», 2005. 262 с.
3. Руководство по снеголавинным работам. Алматы: изд. РГП «Казгидромет», 2006. 262 с.
4. Руководство по снеголавинным работам (временное). Л.: Гидрометеоздат, 1965. 397 с.
5. Практическое пособие по прогнозированию лавинной опасности. Л.: Гидрометеоздат, 1979. 200 с.
6. Черноус П.А. Применение многомерного дискриминантного анализа для распознавания лавиноопасных ситуаций // Исследование снега и лавин в Хибинах. Л.: Гидрометеоздат, 1975. С. 64–70.
7. Марченко Е.С. Пространственная оценка устойчивости снежного покрова для определения возможности схода лавин разных генетических типов: Автореф. дис. на соиск. уч. степ. канд. геогр. наук. М.: МГУ имени М.В. Ломоносова, 2013. 24 с.
8. Schweizer J., Jamieson J.B., Skjonsberg D. Avalanche forecasting for transportation corridor and backcountry in Glacier National Park (BC, Canada). Oslo, NGI, 1998. Publ. № 203. P. 238–244.
9. Stephens J., Adams E., Huo X., Dent J., Hicks J., McCarty D. Use of neural networks in avalanche hazard forecasting. ISSW'98. URL: <http://www.issw.noaa.gov/hourly%20agenda.htm>.
10. Боровиков В.П. Искусство анализа данных на компьютере. М.: Питер, 2003. 688 с.
11. Нейронные сети: методология и технологии современного анализа данных / Под ред. В.П. Боровикова. М.: Горячая линия-Телеком, 2008. 392 с.
12. Черепанов Ф.М., Ясницкий Л.Н. Исследовательский симулятор нейронных сетей // Искусственный интеллект: философия, методология, инновации: материалы Пятой Всерос.
1. Kondrashov I.V. *Prognoz lavin i nekotorykh kharakteristik snezhnosti v gorakh Kazakhstana*. The forecast of avalanches and some characteristics of snowiness in the mountains of Kazakhstan. Leningrad: Gidrometeoizdat, 1991: 72 p. [In Russian].
2. *Prakticheskoe posobie po prognozirovaniyu lavinnoy opasnosti v Kazakhstane*. Practical guide to forecasting avalanche danger in Kazakhstan. Ed. by E.I. Kolesnikov. Almaty: Publishing House of Hydrometeorology Service of Kazakhstan, 2005: 262 p. [In Russian].
3. *Rukovodstvo po snegolavinnym rabotam*. Guide to snow-avalanche works. Almaty: Publishing House of Hydrometeorology Service of Kazakhstan, 2006: 262 p. [In Russian].
4. *Rukovodstvo po snegolavinnym rabotam (vremennoe)*. Guide to snow-avalanche works (temporary). Leningrad: Gidrometeoizdat, 1965: 397 p. [In Russian].
5. *Prakticheskoe posobie po prognozirovaniyu lavinnoy opasnosti*. Practical guide to forecasting avalanche danger. Leningrad: Gidrometeoizdat, 1979: 200 p. [In Russian].
6. Chernous P.A. The use of multivariate discriminant analysis to recognize avalanche situations. *Issledovaniya snega i lavin v Khibinakh*. Study of snow and avalanches in Khibiny. Leningrad: Gidrometeoizdat, 1975: 64–70. [In Russian].
7. Marchenko E.S. *Prostranstvennaya otsenka ustoychivosti sneghnogo pokrova dlya opredeleniya vozmozhnosti skhoda lavin raznykh geneticheskikh tipov*. Spatial evaluation of the stability of snow cover to determine the possibility of avalanches of different genetic types. PhD thesis. Lomonosov Moscow State University, 2013: 24 p. [In Russian].
8. Schweizer J., Jamieson J.B., Skjonsberg D. Avalanche Forecasting for Transportation Corridor and Backcountry in Glacier National Park (BC, Canada). Oslo, NGI, 1998, Publ. 203: 238–244.
9. Stephens J., Adams E., Huo X., Dent J., Hicks J., McCarty D. Use of neural networks in avalanche hazard forecasting. ISSW'98. URL: <http://www.issw.noaa.gov/hourly%20agenda.htm>.
10. Borovikov V.P. *Iskusstvo analiza dannykh na kompyutere*. Art of the analysis of data on the computer. Edition 2. Moscow: Publishing House «St. Petersburg», 2003: 688 p. [In Russian].
11. *Neyronnye seti: metodologiya i tekhnologii sovremennogo analiza dannykh*. Neural networks: methodology and technologies of the modern analysis of data / Ed. V.P. Borovikov. Moscow: Publishing House “Hot line-Telecom”, 2008: 392 p. [In Russian].
12. Cherepanov F.M., Yasnitsky L.N. Survey simulator of neural networks // Artificial intelligence: philosophy, methodology,

- конф., Москва, МГТУ МИРЭА, 9–11 ноября 2011 г. М.: Радио и Связь, 2011. С. 137–139.
13. *Благовещенский В.П., Жданов В.В., Аскарбеков Б.Б.* Межгодовая изменчивость снежного покрова и лавинной активности // Вопросы географии и геоэкологии. 2015. № 1. С. 78–80.
 14. *Черепанов Ф.М.* Исследовательский симулятор нейронных сетей, обзор его приложений и возможности применения для создания системы диагностики заболеваний сердечнососудистой системы // Современ. проблемы науки и образования. 2013. № 1. URL: www.science-education.ru/107-8392
 15. Методические указания по прогнозированию лавин и снеголавинному обеспечению в Казахстане / Под ред. Е.И. Колесникова. Алматы: изд. РГП «Казгидромет», 2003. 43 с.
 - innovations: materials of the Fifth All-Russian conf., Moscow, MGTU of MIREA, on November 9–11, 2011. Moscow: Publishing House “Radio and Communication”, 2011: 137–139. [In Russian].
 13. *Blagoveshenskiy V.P., Zhdanov V.V., Askarbekov B.B.* The interannual variability of snowpack and avalanche activity. *Voprosy geografii i geoekologii*. Problems of geography and geoeology. 2015, 1: 78–80. [In Russian].
 14. *Cherepanov F.M.* Survey simulator of neural networks, review of its appendices and possibility of application for creation of system of diagnosis of diseases of cardiovascular system. *Sovremennye problemy nauki i obrazovaniya*. Modern problems of science and education. 2013, 1. URL: www.science-education.ru/107-8392. [In Russian].
 15. *Metodicheskie ukazaniya po prognozirovaniyu lavin I snegolavinnomu obespecheniyu v Kazakhstane*. Methodical instructions on forecasting of avalanches and snow-avalanche providing in Kazakhstan. Ed. E.I. Kolesnikov. Almaty: Publishing House of Hydrometeorology Service of Kazakhstan, 2003: 43 p. [In Russian].

ПОДЗЕМНЫЕ ЛЬДЫ И НАЛЕДИ

УДК 551.345:551.435

doi:10.15356/2076-6734-2016-4-511-524

Каменные глетчеры хребта Сунтар-Хаята

© 2016 г. В.М. Лыткин*, А.А. Галанин

Институт мерзлотоведения имени П.И. Мельникова СО РАН, Якутск, Россия

*gidro1967@mail.ru

Rock glaciers in the Suntar-Khayata Range

V.M. Lytkin*, A.A. Galanin

Melnikov Permafrost Institute, Siberian Branch, Russian Academy of Sciences, Yakutsk, Russia

*gidro1967@mail.ru

Received April 15, 2016

Accepted July 21, 2016

Keywords: *Late Holocene glaciation, mountain permafrost, remote sensing, rock glaciers, Suntar-Khayata Range.*

Summary

The remote map-making technique and results of field investigations made possible for the first time to reveal a great number of rock glaciers within the area of the Suntar-Khayata Range (North-East Asia). A total of 540 formations were identified. Among them, 47 rock glaciers were classified as corrie (cirque) tongue-shaped formations and 493 ones – as niche lobe-shaped (single- and multi-lobe) rock glaciers. Occurrence of such formations is 8.4/100 km², that is the largest in the North-East Asia. The rock glaciers in this region are found within a range of true altitudes from 1297 up to 2402 m asl. The majority of active features, however, are confined to the interval between 1500 and 1900 m asl. Rock glaciers occur in the altitudinal range of 1297 to 2402 m asl. The majority of active features, however, are confined to the interval between 1500 and 1900 m asl, and the main part of active formations is located within the range of 1500-2500 m. The frequency analysis of true altitudes of the rock-glacier occurrence indicates that their formation can be caused by the hypsometry of the region relation to morphoclimatic zonality.

Поступила 15 апреля 2016 г.

Принята к печати 21 июля 2016 г.

Ключевые слова: *горная криолитозона, дистанционное картографирование, каменные глетчеры, позднеголоценовое оледенение, хребет Сунтар-Хаята.*

Методы дистанционного картографирования и результаты экспедиционных обследований позволили впервые установить значительное число каменных глетчеров в пределах хребта Сунтар-Хаята. Всего идентифицировано 540 каменных глетчеров. Установленные каменные глетчеры различных типов распространены в интервале высот 1300–2400 м над ур. моря и представляют собой индикаторную формацию горной криолитозоны и перигляциального пояса.

Введение

Под каменными глетчерами понимаются стратифицированные (слоистые), сцементированные конжеляционным льдом грубообломочные образования, имеющие вид языков, лопастей и террасовидных шлейфов со слабонаклонной поверхностью и крутым фронтальным уступом, способные к монолитному пластическому течению путём деформации содержащегося в них льда [1]. Они широко распространены в горных областях Европы, Северной и Южной Америки, Центральной Азии. Закономерности строения, генезиса и географии каменных глетчеров в

ряде горных районов России рассмотрены в работах Н.Н. Пальгова [2], М.И. Ивероновой [3], М.Г. Гросвальда [4], А.Ф. Глазовского [5], В.В. Запоруева [6], А.П. Горбунова и С.Ф. Титкова [7], А.А. Галанина [8, 9], О.В. Останина и Г.С. Дьяковой [10]. Вместе с тем многие горные районы России, особенно её Северо-Востока, продолжают оставаться «белыми пятнами», несмотря на то, что их морфоклиматические условия благоприятны для формирования таких глетчеров.

Фундаментальное и прикладное значение каменных глетчеров обсуждалось в работах А.Ф. Глазовского [5], А.П. Горбунова и С.Ф. Титкова [7], А.А. Галанина [1, 8, 9, 11], Д. Барш [12]. Тради-

ционно принято выделять две различные генетические группы (типа) каменных глетчеров: а) криогенный тип таких глетчеров формируется в результате промерзания грубообломочных склоновых отложений; б) ледниковый тип связан с абляцией каровых ледников и льдистыми моренами, которые при эпигенетическом промерзании превращаются в каменные глетчеры, способные к пластическим деформациям и медленному течению. Формирование каменных глетчеров карового типа связывается с отступанием ледников от их максимума во время малого ледникового периода [8]. Присклоновые каменные глетчеры формируются главным образом путём консервации коллювием фрагментов боковых морен долинных ледников. Весьма широкий в гипсометрическом отношении пояс присклоновых каменных глетчеров, в том числе неактивных и отмерших, в ряде горных сооружений северо-востока Азии может быть связан с раннеголоценовым оледенением [8].

Каменные глетчеры – наиболее выразительное проявление горной криолитозоны, быстро реагирующее на климатические изменения, причём реакция каменных глетчеров и обычных ледников может быть противоположной. Так, многие каменные глетчеры Северного Тянь-Шаня на протяжении последних 50 лет активно наступают и ускоряют своё движение, в то время как ледники в их истоках катастрофически деградируют [11]. В ряде горных районов Европы и Средней Азии таяние льдистой морены и блоков метаморфического льда в телах каменных глетчеров сопровождается их насыщением тиксотропным ледниковым суглинком, что иногда приводит к гидроразрыву и возникновению катастрофических гляциальных селей [11]. В высокогорных районах, расположенных от умеренной до тропической зоны, нижняя граница распространения каменных глетчеров совпадает с нижней границей горной криолитозоны, поэтому ареалы распространения и высотное распределение активных и отмерших каменных глетчеров используются для реконструкции динамики нижней границы горной криолитозоны в позднем плейстоцене и голоцене [12].

Как и обычные ледники, каменные глетчеры вносят существенный вклад в формирование водного стока некоторых горных районов, однако в этом отношении они исследованы крайне недостаточно. Частично это связано с тем, что их изученность в некоторых районах находится пока

на стадии их идентификации и картографирования. Крайне слабо исследованы внутреннее строение, температурный режим, типы и количество льда внутри таких глетчеров, особенности водного стока и состав стабильных изотопов.

Цель настоящей статьи – обсудить новые данные о каменных глетчерах хребта Сунтар-Хаята, полученные на основе дешифрирования спутниковых изображений и цифровой модели рельефа (ЦМР). Результаты картографирования были протестированы в ходе полевых исследований 2013–2014 гг. на нескольких ключевых каменных глетчерах долины р. Бургали, истоки которой приурочены к группе современных ледников (№ 29–31) северного склона горы Мус-Хая (2959 м над ур. моря; все высоты в статье даны в метрах над ур. моря).

Изученность каменных глетчеров северо-востока Азии

Слабая изученность каменных глетчеров на северо-востоке Азии объясняется тем, что общие теоретические представления о них как независимом морфогенетическом типе, а также геоморфологические и дешифровочные дистанционные признаки в отечественной литературе сформулированы относительно недавно – в 1960–80-е годы [2, 3]. Каменные глетчеры не включены в легенды Государственных геологических карт, поэтому в различных случаях картографировались как обвальнo-осыпные, ледниковые, солифлюкционные и другие образования. В хр. Удокан крупные каровые каменные глетчеры с вырождающимся фирновым бассейном идентифицировались как погребённые ледники [13]. Протяжённые присклоновые каменные глетчеры, широко распространённые в приледниковой зоне современного оледенения хр. Сунтар-Хаята, в монографии М.М. Корейши [14] ошибочно именованы коллювиальными террасами. В этом же районе Е.М. Катасонов, проводивший геоморфологические наблюдения в долине р. Бургали в составе комплексных геокриологических исследований [15], назвал их «псевдотеррасами», сложенными щебнем, крупными обломками, галькой и мелкозёмом. И.А. Некрасов, Е.В. Максимов и И.В. Климовский подвергли критике определение «псевдо-

террасы» [16], полагая что это – «прибортовые останцы конечно-моренных комплексов, сложенные склоновыми отложениями» [16]. Однако в бассейне р. Хоронь крупные монолопастные каменные глетчеры интерпретированы как «фрагменты конечно-моренных валов позднеплейстоценовых оледенений», а наиболее протяженные полилопастные каменные глетчеры именовались как «остатки днищ древних трогов, почти полностью уничтоженных эрозией» [16].

В 1980–90-х годах в пределах горных районов Магаданской области некоторыми авторами было идентифицировано множество «сейсмогенных горных обвалов», которые после детального изучения оказались различными типами каменных глетчеров и льдистых каровых морен с признаками течения [17]. В 1990–2000 годах на основе площадного дистанционного картографирования в пределах Колымского, Корякского и Чукотского нагорий установлено более 5 тыс. сходных с каменными глетчерами образований. Были охарактеризованы ареалы их распространения, приуроченные к районам последнего позднеплейстоценового и голоценового оледенения. В пределах исследованных горных районов идентифицированы все основные морфогенетические типы каменных глетчеров – каровые, присклоновые, простые, комплексные, языковидные, лопастные и др. [8, 9]. Установлено, что активные каменные глетчеры Северо-Востока России, как и современные ледники, подчиняются высотной поясности и опосредованно связаны со среднегодовым количеством осадков [8]. Наиболее высока плотность (встречаемость) каменных глетчеров разных морфодинамических типов в прибрежных горных районах Охотского и Берингова морей и составляет 4–5 объектов на 100 км² [8], а максимальная плотность (8 объектов/100 км²) установлена в Провиденском горном массиве (Чукотский полуостров). По мере удаления в глубь континента, несмотря на более высокие широты и более низкие среднегодовые температуры, встречаемость таких глетчеров снижается, а их абсолютные отметки значительно повышаются [8].

В современной литературе дискутируются вопросы о роли гляциальных и криогенных процессов в формировании каменных глетчеров. Согласно имеющимся представлениям, выделяют каменные глетчеры «криогенного» и «ледникового» происхождения [5, 12]. Первые образуются

при промерзании коллювия, во вторые трансформируются некоторые ледники на крайней стадии деградации. Для обоснования пространственной и исторической связи ледников и каменных глетчеров хр. Сунтар-Хаята в настоящей статье мы предприняли попытку совместного картографирования и географического анализа.

Характеристика области исследований

Рассматриваемый район расположен в пределах хр. Сунтар-Хаята – одного из узловых ортографических элементов Северо-Востока России (рис. 1). Наиболее значительные вершины образуют горные узлы с высотой близкой к 3000 м: горы Мус-Хая (2959 м), Палатка (2944 м), Раковского (2888), Берилл (2933 м). Они несут современное оледенение карово-долинного типа общей площадью 129,97 км². Периферийная часть хребта характеризуется абсолютными отметками до 2000 м. Для наиболее приподнятой осевой части хребта характерен резко расчлененный (800–1000 м) альпийский рельеф 3–4 стадии, со множеством каров с современными ледниками, троговых долин (в том числе сквозных) и цирков. По данным ближайшей метеостанции (село Оймякон), расположенной на отметке 736 м, климат исследуемого региона холодный ультраконтинентальный. Среднегодовая температура района в 1950–60-х годах составляла –15,5 °С, средняя температура июля равна 14,9 °С, января –46,4 °С, среднегодовое количество осадков – 212 мм, среднее число дней со снежным покровом – 213.

Горные массивы рассматриваемого региона, несущие в верхнем поясе современное оледенение, характеризуются иным климатом. На нижней границе нивально-гляциального пояса на отметках 2000 м, по данным М.М. Корейши [14] и И.А. Некрасова [13], средняя температура июля в 1957–1959 гг. варьировала в интервале 4,9–7 °С, а на леднике № 31 на отметке 2257 м интервал температуры составил 3–4,5 °С. Средняя температура января на высоте 2000 м равна около –29 °С, что свидетельствует о сильной зимней инверсии. Температурный градиент зимой имеет отрицательные значения и варьирует от 1,5 до 2,8° на каждые 100 м подъема [14]. По мере увеличения высоты в высокогорье значительно возрастает количество осадков, достигающее в обла-

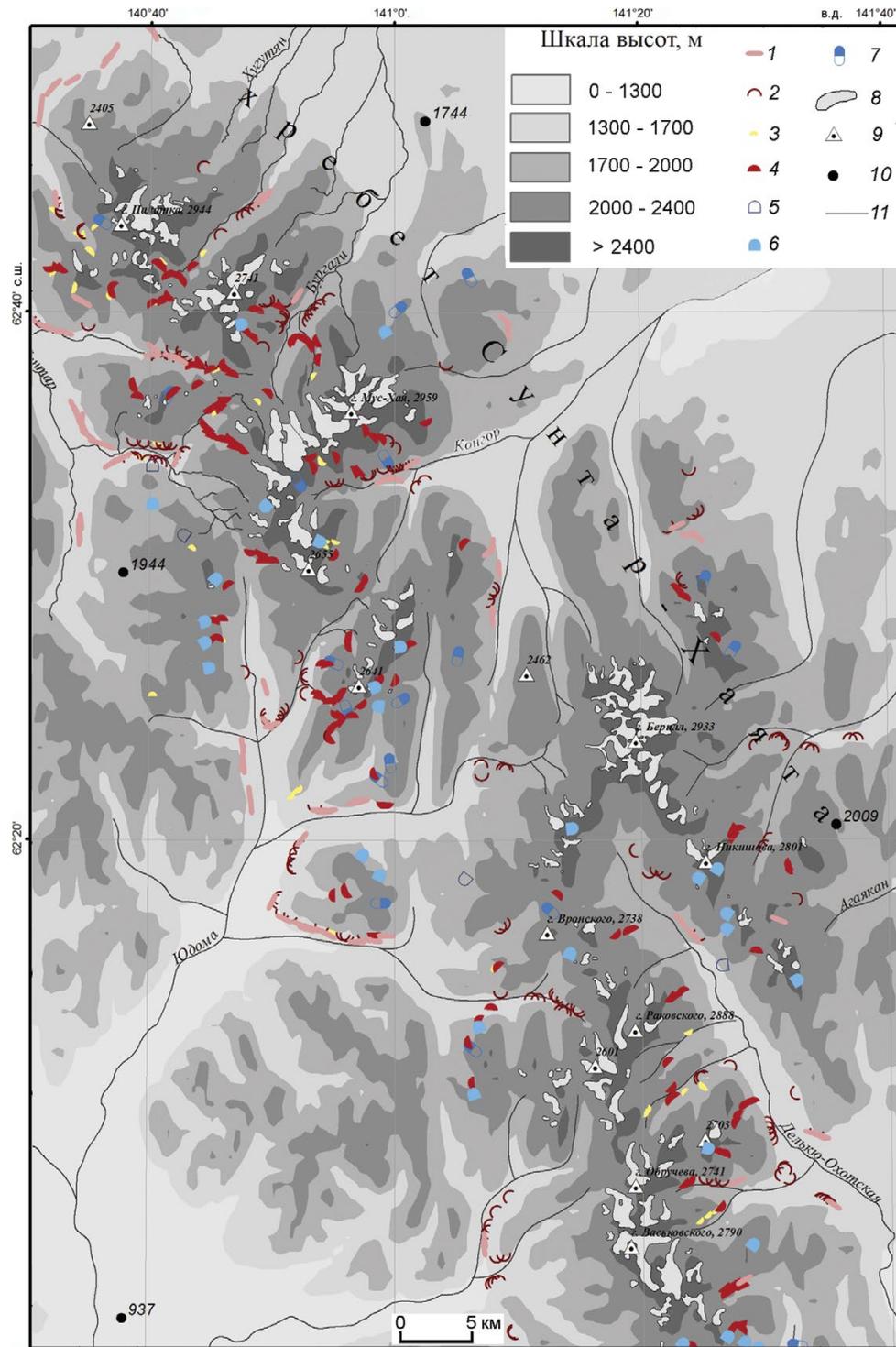


Рис. 1. Каменные глетчеры хребта Сунтар-Хаята.

1–7 – морфогенетические типы каменных глетчеров: 1 – неактивные языковидные; 2 – активные языковидные (включая комплексные); 3 – отмершие присклоновые; 4 – неактивные присклоновые; 5 – активные присклоновые монолопастные (эмбриональные); 6 – активные присклоновые полилопастные; 7 – каровые; 8 – современные ледники; 9 – тригонометрический пункт; 10 – прочие отметки высот; 11 – реки

Fig. 1. Rock glaciers in the Suntar-Khayata Range.

1–7 – morphogenetic types of rock glaciers: 1 – inactive tongue-shaped; 2 – active tongue-shaped (including complex forms); 3 – relict footslope; 4 – inactive footslope; 5 – active footslope single-lobe (embryonic); 6 – active footslope multi-lobe; 7 – cirque rock glaciers; 8 – modern glaciers; 9 – trigonometrical stations; 10 – other elevation marks; 11 – rivers

сти питания современных ледников 900 мм/год и более [14]. Это в 3–4 раза выше, чем в пределах Оймяконского плоскогорья (240 мм/год).

Неоднородность климатических параметров и их связь с абсолютной высотой хорошо выражена в морфоклиматической поясности. В истоках долин выше отметок 2000–3000 м распространены современные ледники, общая площадь которых в середине прошлого века составляла около 200 км² [14]. За прошедшие 60 лет площадь оледенения массива горы Мус-Хая уменьшилась на 30–35%. Края ледников отступили на 500–650 м по горизонтали, а их абсолютные отметки повысились с 2052±102 до 2226±114 м [18]. Нижняя граница области питания поднялась на 61±38 м – с 2346±56 до 2407±55 м. Интенсивная абляция приводит к сокращению толщины ледников и снижению скорости их движения в несколько раз. Толщина наиболее изученного ледника № 31 в транзитной части уменьшилась примерно на 25–30 м, а в краевой – на 50–60 м [18]. В приледниковой зоне образовался обширный пояс мёртвых блоков льда мощностью 30–80 м, покрытых плащом абляционной морены. Поверхностная скорость движения этого ледника сократилась примерно в 5–6 раз по сравнению с инструментальными оценками 1957–1959 гг.

Район исследований характеризуется сплошным распространением многолетнемёрзлых пород (ММП) мощностью от 200 до 600 м с температурами от –4 до –10,5 °С [16]. Мощность ММП значительно варьирует в зависимости от типа рельефа и его абсолютной высоты, достигая максимальных значений на не занятых ледниками водораздельных пространствах в интервале высот 1600–2000 м. В пределах гляциального пояса на высотах 1900–2000 м температура ММП составляет –8 ÷ –9 °С [16]. На основании наблюдений 1958–1975 гг. в геотермической скважине глубиной 45 м, пробуренной вблизи границы питания ледника № 31 (абсолютная отметка 2225 м), на глубине 10 м от поверхности установлена граница сезонных колебаний температуры [16]. Далее с глубиной температура ледника плавно повышается с 8,9 (10 м) до 7,8 °С (45 м). Рассчитанный геотермический градиент (5–6 °С на каждые 100 м) внутри ледника существенно выше геотермических градиентов ММП за пределами оледенения (1,5–1,8 °С на каждые 100 м). Это позволяет предполагать, что суммарная толщина ММП (включая

толщину ледника) не превышает 200 м [16]. Пониженная мощность ММП под ледниками может быть как следствием их значительного сокращения от последнего максимума, так и более низкой теплопроводности самого льда. Наличие мерзлоты обуславливает развитие различных криогенных процессов на всех гипсометрических уровнях и в пределах всех элементов современного рельефа. Они проявляются в виде морозного дробления, пучения, полигонообразования, криодесерпции, курумов и каменных глетчеров. Отметим, что среди них каменные глетчеры наименее изучены.

Методы исследований

При идентификации каменных глетчеров мы использовали наиболее рациональные элементы классификации Д. Барша [12], а также некоторые таксономические наименования, детально обсуждённые ранее [1, 8]. Таксономическая принадлежность каменных глетчеров определялась на основании нескольких основных критериев: 1) морфологии (языковидные, лопастные, лопа тообразные); 2) морфологической сложности (для языковидных – простые, комплексные, для лопастных – монолопастные, полилопастные); 3) отношению к вмещающему рельефу (каровые, присклоновые); 4) степени современной динамической активности (активные, неактивные, отмершие); 5) типу питания (приледниковые, приосыпные, смешанные и др.); 6) происхождению (абляционные и криогенные); 7) размерам (эмбриональные, развитые, гипертрофированные); 8) числу разновозрастных генераций (простые, полихронные).

Активные каменные глетчеры характеризуются высоким и крутым фронтальным уступом, хорошо заметны на аэрокосмических изображениях по серповидным теням. Поверхность каменных глетчеров сложена наиболее крупными обломками и имеет слабый наклон (5–7°) в сторону тальвега (у присклоновых каменных глетчеров) или вниз по долине (у каровых каменных глетчеров). На движущихся участках она резко отличается более тёмным фототонном от крутого фронтального откоса (светлый фототон). У активных каменных глетчеров часто распространены специфические серповидные гряды и западины, представляющие собой результат деформаций каменного глетчера при его движении.

Неактивные и отмершие каменные глетчеры формируются в результате сокращения обломочного питания, что приводит к замедлению и остановке их движения. Первый признак неактивных каменных глетчеров – стабилизация фронтального откоса сначала лишайниками, а затем куртинами растений. На поверхности неактивных глетчеров наблюдаются псевдополигональные трещинные структуры, формирование которых связано с гидротермическим оттаиванием мёрзлых ядер и блоков метаморфических льдов. В итоге после вытаивания грунтовых льдов каменные глетчеры теряют до 70% толщины, их поверхность приобретает бугристо-ямчатый инверсионный микрорельеф (отмершие каменные глетчеры). В ходе деградации грунтового льда уменьшается толщина каменного глетчера, что приводит к стабилизации поверхности, и она начинает покрываться куртинным почвенно-растительным покровом; последнее также можно считать важным признаком при дистанционном дешифрировании.

Эмбриональные каменные глетчеры. Степень развитости поверхностного пластического микрорельефа каменного глетчера, его размеры и толщина, как правило, связаны между собой. Так, при формировании осыпных конусов нарастание очередных слоёв обломочного материала приводит к повышению их поверхности. В результате смещаются вверх подошвы сезонно-талого слоя и слоя годовых теплооборотов. Нижние горизонты осыпных конусов начинают промерзать и насыщаться гольцовым (конжеляционным) льдом, формируя монолитное мёрзлое ядро. При достижении некоторой критической мощности мёрзлого ядра в нём начинают происходить медленные пластические деформации – течение в сторону тальвега. Краевая часть осыпного конуса приобретает выпуклый продольный профиль, а на поверхности появляются поперечные валики. Такие образования в зарубежной литературе называют «обломочными фартуками» (*debrise approns*); в отечественной литературе [1] они не имеют устоявшегося терминологического аналога. Поэтому мы их назвали *эмбриональными каменными глетчерами* [1]. Целесообразность такого наименования обусловлена тем, что эмбриональные, простые и полилопастные каменные глетчеры образуют единый фациальный ряд, имеют общие черты

строения и происхождения. Эмбриональные глетчеры весьма многочисленны и широко распространены в пределах горной криолитозоны. Они имеют небольшие размеры (первые десятки метров), и, как правило, их неправоммерно принимают за осыпные конусы. На самом деле, морфодинамически – это принципиально иные образования, которые могут формироваться не только из осыпей, но и при насыщении льдом десерпционных и других грубообломочных отложений. В районах широкого распространения курумов, на участках их избыточной мощности иногда образуются специфические типы эмбриональных глетчеров, которые некоторые исследователи называют *курумоглетчерами* [1].

Присклоновые каменные глетчеры формируются из эмбриональных путём их разрастания и увеличения мощности, что приводит к хорошо выраженным пластическим деформациям и ускорению движения. Активные присклоновые каменные глетчеры имеют резкий фронтальный уступ, крутизна которого близка к углу естественного откоса 36–39°. Фронт каменных глетчеров изгибается в виде серповидной лопасти, на поверхности появляются системы параллельных гряд. Каждая крупная лопасть каменных глетчеров, как правило, питается из одного–двух осыпных конусов. На участках протяжённых крутых склонов, питающих множество осыпных конусов, формируется множество близкорасположенных лопастных каменных глетчеров, часть из которых сливается боковыми краями, формируя сложный полилопастный каменный глетчер. Вместе с тем каждая лопасть сохраняет свой собственный источник питания и движется пропорционально скорости поступления обломочного материала. Об этом свидетельствует фестончатая форма фронтального откоса полилопастных каменных глетчеров.

Каровые каменные глетчеры, сформировавшиеся при медленной деградации ледников в результате эпигенетического промерзания поверхностной абляционной морены, имеют некоторые элементы ледниковой морфоскульптуры: краевые каналы стока, небольшие фирновые бассейны, присклоновые трещины. Кроме того, в термоэрозионных каньонах нередко устанавливаются унаследованные от ледников ядра льдов метаморфического происхождения. К каровому типу мы относим специфические переходные образования – комплексные каменные

глетчеры, формирующиеся из каровых ледников в процессе их медленной деградации.

Дистанционное картографирование каменных глетчеров выполнено на основе цветных геопривязанных космических снимков GeoEye-1, WorldView-2 с разрешением 0,5 м, смонтированных для всей исследуемой территории в единый растровый слой с использованием программного обеспечения Arcgis 10.1. При дешифрировании также использованы цифровые модели рельефа Aster Gdem v2 с разрешением 14–20 м, смонтированные для той же территории в виде отдельного слоя. Данный подход и использованные программные средства позволяют просматривать картографируемые объекты при разном приближении. При необходимости встроенные модули (ArcGlobe) дают возможность визуализировать растровые изображения и ЦМР в трёхмерном виде и рассматривать под разными углами картографируемые объекты.

Картографирование каменных глетчеров выполнено в разных масштабах. Для всей рассматриваемой территории каменные глетчеры картографировались в мелком масштабе в виде слоя ориентированных точечных объектов (нуль-векторов), направленных вдоль оси каменного глетчера в направлении его движения. Простым каменным глетчерам, имеющим один язык (для карового типа) или лопасть (для присклонового типа), присваивалась одна точка (нуль-вектор), соответствующая одной строке атрибутивной таблицы. У сложных каменных полилопастных глетчеров присклонового типа каждая хорошо выраженная лопасть картографировалась в виде точки-вектора (индивидуальная строка атрибутивной таблицы с идентификационным номером). То же самое выполнялось для сложных и комплексных языковидных каменных глетчеров, для которых каждая морфологически явная генерация отмечалась в виде индивидуальной точки-вектора.

Выбранный подход картографирования использовался нами ранее [8] и представляется приемлемым, поскольку позволяет картографировать и автоматически рассчитывать морфометрические особенности наиболее широко распространённых в регионе присклоновых каменных глетчеров с использованием ЦМР. Данные образования нередко достигают большой ширины при незначительной протяжённости и разной ориентировке направлений движения индивидуальных ло-

пастей. Ключевые каменные глетчеры в долине р. Бургали, изученные в ходе полевых работ, картографировались в крупном масштабе в виде слоя полигональных объектов, что позволило оценить их стратиграфические и морфогенетические взаимоотношения с вмещающим рельефом.

Результаты исследований

Картографирование и пространственный анализ. В пределах хр. Сунтар-Хаята (см. рис. 1) установлено 540 образований, морфологически близких к каменным глетчерам. По отношению к вмещающему рельефу установлено 47 каровых и 493 присклоновых глетчеров. В группе каровых преобладают активные простые и комплексные, имеющие несколько разновозрастных генераций. Среди присклоновых установлено 450 полилопастных глетчеров, среди которых 161 активный, 174 неактивных, 112 отмерших индивидуальных лопастей. К простым эмбриональным отнесено 43 объекта. Средняя плотность распределения (встречаемость) каменных глетчеров рассчитана по отношению к общей площади района дешифрирования, которая составляет около 6360 км². Суммарная плотность каменных глетчеров всех типов составляет около 8,4 объекта/100 км², из них встречаемость присклоновых наиболее высокая – 7,7 объекта/100 км². По сравнению с другими горными районами северо-восточной Азии хр. Сунтар-Хаята характеризуется весьма широким распространением каменных глетчеров. Например, в хр. Искатень (Чукотское нагорье) плотность каменных глетчеров составляет 4,1 объекта/100 км², в Провиденском горном массиве – 8 объектов/100 км², в Корякском хребте – 4,5 объекта/100 км², в горных хребтах Северного Приохотья – 1,7 объекта/100 км² [8].

Для оценки гипсометрического распределения каменных глетчеров использован высотный растр Aster Gdem v2. Определение высоты каждого каменного глетчера выполнено путём присвоения ему значения высотного растра в виде дополнительного атрибута – абсолютной высоты. Далее полученная выборка обрабатывалась в программе Microsoft Excel с помощью встроенной функции построения частотных распределений (рис. 2, а). Анализ частотных распределений

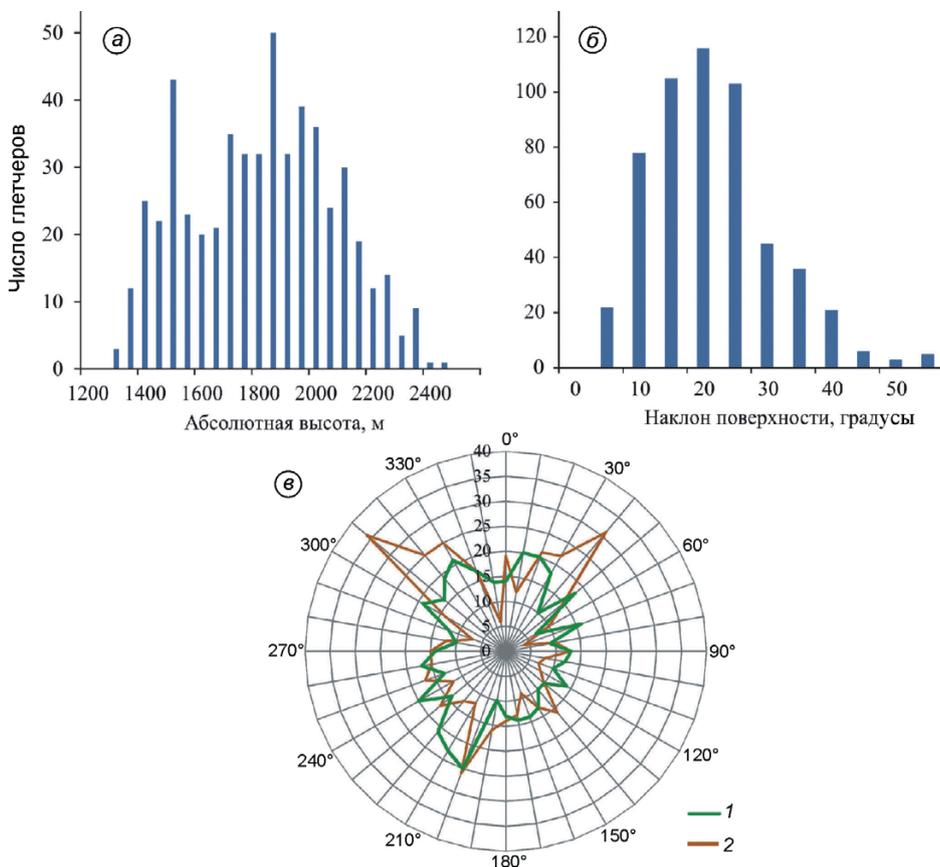


Рис. 2. Частотное распределение абсолютных высот (а), среднего наклона поверхности (б) и экспозиций (в) каменных глетчеров хр. Сунтар-Хаята.

1 – направление движения каменных глетчеров; 2 – экспозиция склонов

Fig. 2. Frequency distribution of altitudes (a), average surface angle (б) and aspects of rock glaciers (в) in the Suntar-Khayata Range.

1 – movement directions; 2 – aspects of slopes

позволяет полагать, что каменные глетчеры рассматриваемого района распределены в интервале абсолютных высот 1297–2402 м. Вместе с тем основная часть активных образований приурочена к интервалу 1500–1900 м. Средние значения абсолютных высот каменных глетчеров разных морфогенетических типов существенно различаются: каровые языковидные – 2050 м; активные присклоновые – 1960 м; эмбриональные – 1890 м; неактивные присклоновые – 1660 м; отмершие присклоновые – 1550 м.

Анализ распределения направлений движения (осей) каменных глетчеров и экспозиций вмещающего рельефа (ориентировки склонов и каров) выполнен путём присвоения значений ориентировки каменных глетчеров. Кроме того, в виде дополнительного столбца каждому элементу атрибутивной таблицы присвоены значения экспозиции и угла наклона рельефа, определённые путём обработки высотного растра Aster Gdem v2 стандартными способами с использованием встроенных алгоритмов пакета ArcMap 10.1. Далее атрибутивная информация обрабатывалась с помощью встроенных

функций в программе Microsoft Excel. Анализ частотных распределений направления движения каменных глетчеров и экспозиции вмещающего рельефа (см. рис. 2, в) показывает, что они имеют преимущественно северо-западную и северо-восточную ориентировку. Некоторая часть объектов имеет юго-западное направление. Склоны других экспозиций несут существенно меньшее число каменных глетчеров. Последнее весьма характерно для ледников и каменных глетчеров северо-восточной Азии [8].

Такое распределение ориентировки каменных глетчеров, во-первых, связано с частотным распределением экспозиций склонов (преобладают северо-западные, северо-восточные, юго-западные и юго-восточные), которые формируются в результате расчленения рельефа в соответствии с глобальной ортогональной сетью разрывных нарушений, контролирующей ориентацию долин. Во-вторых, преимущественное формирование каменных глетчеров именно на склонах северо-западных или северо-восточных экспозиций связано с микроклиматическими эффектами – здесь меньшая продолжительность прямой сол-

нечной радиации. Анализ распределения углов наклона поверхности каменных глетчеров выполнен на основе совместной обработки высотного растра Aster Gdem v2 аналогично приведённым выше способам. Полученные результаты (см. рис. 2, б) показывают, что средние углы наклона поверхностей исследованных каменных глетчеров варьируют от 5 до 50°. Наклон большинства поверхностей составляет 10–25°.

Морфология каменных глетчеров бассейна р. Бургали

Полевое изучение каменных глетчеров велось в бассейне верхнего течения р. Бургали на северном склоне горы Мус-Хая (2959 м). Здесь в истоках реки расположено несколько крупных

ледников (рис. 3), краевые части которых опускаются до высот 2070–2100 м. На основании анализа разновременных аэрокосмических данных ранее установлено, что на расстоянии 400–600 м от краёв ледников расположен пояс льдистых морен малого ледникового периода [18, 19]. Каменные глетчеры присклонового типа маркируют борта троговой долины на расстоянии около 8 км от края ледников.

Моноластной присклоновый каменный глетчер № SX-1 (62°37' с.ш.; 140°49' в.д.) расположен в левом борту северо-восточной экспозиции в 1 км от края ледника № 29 в интервале высот 1950–1980 м (см. рис. 3; дан в красной рамке; рис. 4, б). Его длина – около 126 м, ширина – 600 м, максимальная толщина – 35–40 м. Этот глетчер имеет форму полумесяца, ориентированного выпуклой частью в северо-восточном направлении. Область

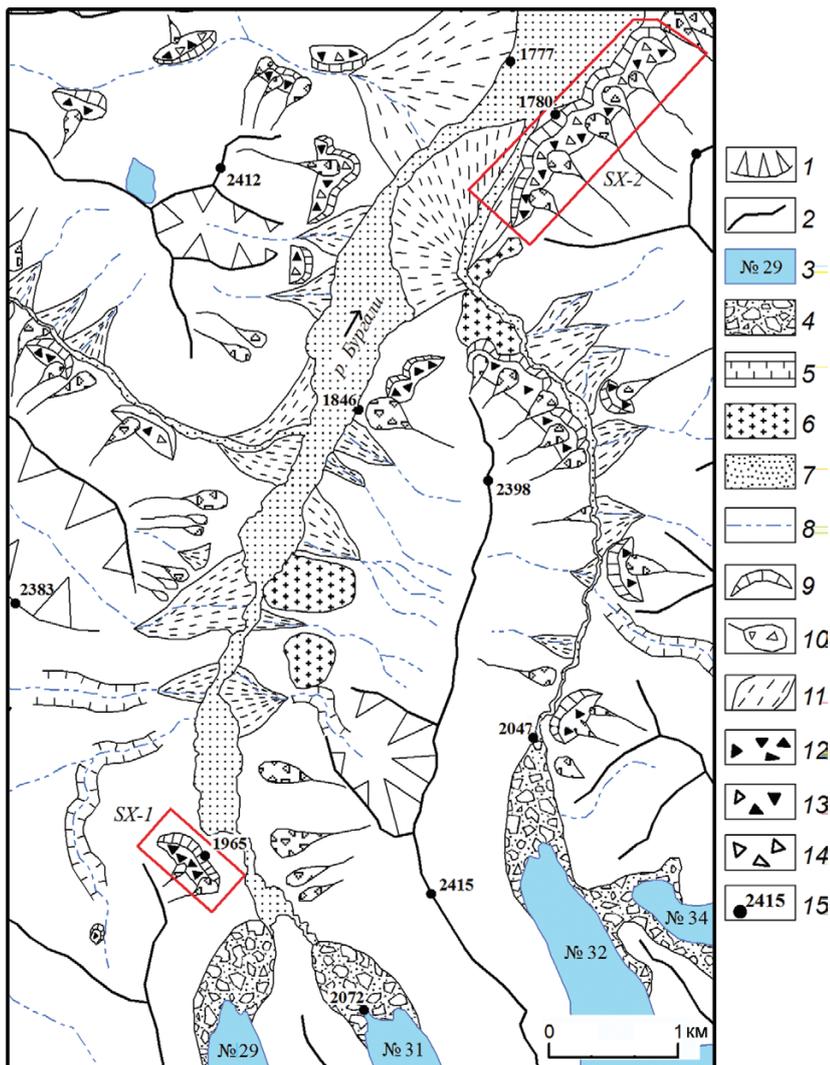


Рис. 3. Гляциально-криогенный комплекс долины р. Бургали:

1 – стенки кара; 2 – гребни водоразделов; 3 – ледники и их номера по Каталогу ледников СССР; 4 – позднеголоценовые морены; 5 – эрозионные обрывы; 6 – площадные ригели; 7 – пойма и русло современных водотоков; 8 – временные водотоки; 9 – крутые уступы каменных глетчеров; 10 – лавинно-осыпные конуса выноса; 11 – пролювиальные конуса выноса; 12 – поверхность активных каменных глетчеров; 13 – поверхность неактивных каменных глетчеров; 14 – поверхность отмерших каменных глетчеров; 15 – отметки высот, м

Fig. 3. Glacial-periglacial complexes in the Burgali River valley.

1 – cirque walls; 2 – ridge crests; 3 – glaciers as numbered in the USSR Glacier Inventory; 4 – Late Holocene moraines; 5 – erosional cliffs; 6 – riegels; 7 – floodplain and channel of modern streams; 8 – temporary streams; 9 – steep fronts of rock glaciers; 10 – avalanche talus cones; 11 – proluvial cones; 12 – surface of active rock glaciers; 13 – surface of inactive rock glaciers; 14 – surface of relict rock glaciers; 15 – altitudes, m

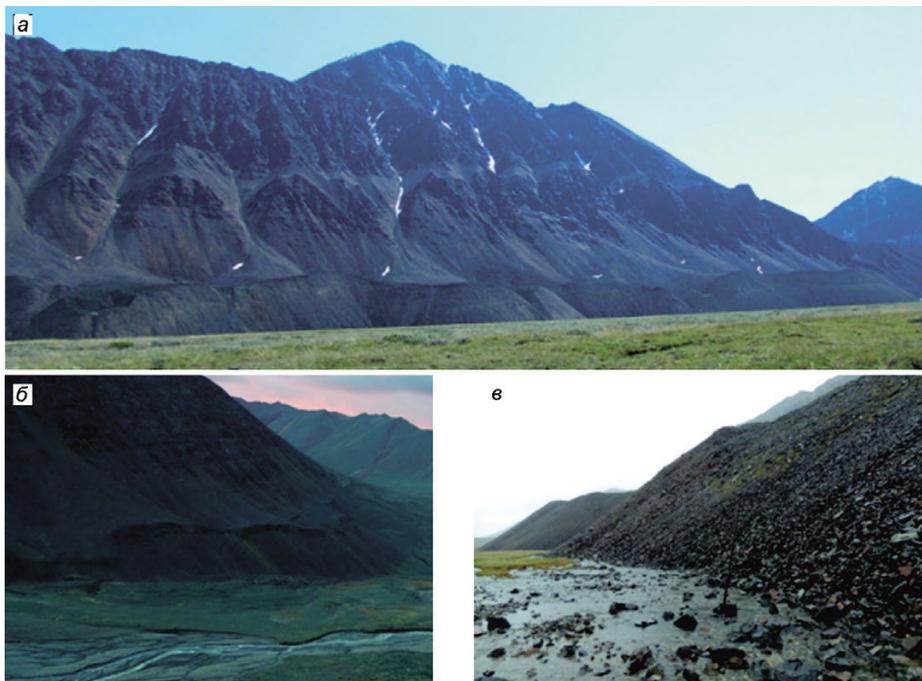


Рис. 4. Присклоновые каменные глетчеры долины р. Бургали в хр. Сунтар-Хаята:

a – частично активный присклоновый каменный глетчер № SX-2 на отметке 1780 м над ур. моря; *б* – активный каменный глетчер SX-1 на отметке 1965 м над ур. моря; *в* – лопасти протяжённого присклонового каменного глетчера № SX-2

Fig. 4. Footslope rock glaciers in the Burgali River valley, Suntar-Khayata Range.

a – SX-2, a partially active footslope rock glacier at 1780 m asl; *б* – SX-1, an active rock glacier at 1965 m asl; *в* – lobes of SX-2 extensive rock glacier

питания образована крутым скалистым склоном обвальнo-осыпного сноса. В тыльной части глетчера расположено два крупных лавинно-осыпных конуса. Крутизна фронтального откоса варьирует от 40 до 55°, восхождение на него невозможно. Поверхность глетчера слабо наклонена в сторону тальвега и сложена щебне-глыбовым материалом верхоянского комплекса (сильно метаморфизованные кремнистые алевролиты и песчаники). На снимках высокого разрешения через рыхлый обломочный чехол каменного глетчера проявляется сеть полигональных трещин с диаметром ячеек 15–20 м. Поверхностные обломки покрыты выветрелой коркой толщиной 1–1,5 мм. Растительный покров представлен исключительно эпифитными лишайниками. Их проективное покрытие варьирует от 5 до 20%. На расстоянии до 20–30 м от подошвы каменного глетчера хаотически разбросаны крупные глыбы, скатившиеся с бровки фронтального откоса. Каменный глетчер № SX-1 резко перекрывает волнистую, местами бугристо-ямчатую поверхность плащеобразной валунно-щебнистой морены, на поверхности которой встречаются редкие куртины мохово-травянистой растительности. В северной части глетчера из-под его фронтального откоса выходит небольшой источник.

Полилопастной присклоновый каменный глетчер № SX-2 (62°39' с.ш.; 140°52' в.д.) располо-

жен на расстоянии около 8 км от края ледника № 31 на правом борту р. Бургали северо-западной экспозиции в интервале высот 1780–1820 м (см. рис. 3; дан в красной рамке; см. рис. 4, *a*). Образован серией слившихся лопастей длиной до 200 м, каждая из которых питается из одного–двух осыпных конусов. Общая ширина глетчера достигает 1800 м, площадь – 0,4 км², максимальная толщина – 70 м. Каменный глетчер наползает на задернованную травянисто-кустарничковой растительностью поверхность поймы р. Бургали высотой 2–3 м. Его прямой фронтальный откос крутизной 40–50° и высотой до 70 м свидетельствует о высокой активности. Бровка и подошва фронтального откоса – извилистые, что связано с различной активностью и неодинаковыми скоростями движения отдельных лопастей этого глетчера (см. рис. 4, *в*). Это хорошо отражено в покрове лишайников рода *Rhizocarpon sp.*, которые на активных участках фронтального откоса полностью отсутствуют, а на малоподвижных достигают 20–30 см. Данный глетчер сложен угловатым щебнем и крупными глыбами алевролитов, глинистых сланцев и аргиллитов с единичными обломками гранитоидов и туфов. Поверхность слабо наклонена в сторону тальвега р. Бургали, имеет бугристо-ямчатый микрорельеф и разбита множеством разнонаправленных глубоких трещин, в которые погру-

жаются глыбы и щебень. Растительный покров образован единичными куртинами мхов и кустистых лишайников. На экспонируемых обломках проективное покрытие накипных лишайников достигает 80–90%. Особи *Rhizocarpon sp.* достигают предельных размеров (140–150 мм). Сток глетчера № SX-2 происходит из нескольких источников, сливающихся и формирующих в летний период постоянный водоток (см. рис. 4, в).

Морфоклиматические пояса

Пространственный анализ результатов картографирования ледников и каменных глетчеров разных морфодинамических типов позволил установить чёткую морфоклиматическую поясность их распределения в исследуемом регионе (рис. 5). При этом ледники и каменные глетчеры служат индикаторами следующих границ поясов. Рассмотрим их.

Нивально-гляциальный пояс (см. рис. 5, сектор I) приурочен к интервалу 2400–3000 м и простирается выше современной снеговой границы (2407 ± 55 м). Ведущую роль морфогенеза здесь играют современные ледники и снежно-фирновые поля, занимающие большую часть площади. Выступающие над ними вершины и склоны – источники их лавинно-обвально-осыпного питания. Криогенные процессы имеют подчинённое значение, развиваются на свободных ото льда пологих и субгоризонтальных участках, выражены в виде интенсивного морозного дробления и сортировки. Почвенно-растительный покров за исключением редких куртин мхов и лишайников полностью отсутствует.

Гляциально-криогенный пояс (см. рис. 5, сектор II) расположен в пределах 2400–2000 м. В этом интервале находятся область абляции современных ледников, а также пояса позднеголоценовых морен с ядрами метаморфических льдов, активные каровые, присклоновые и при-

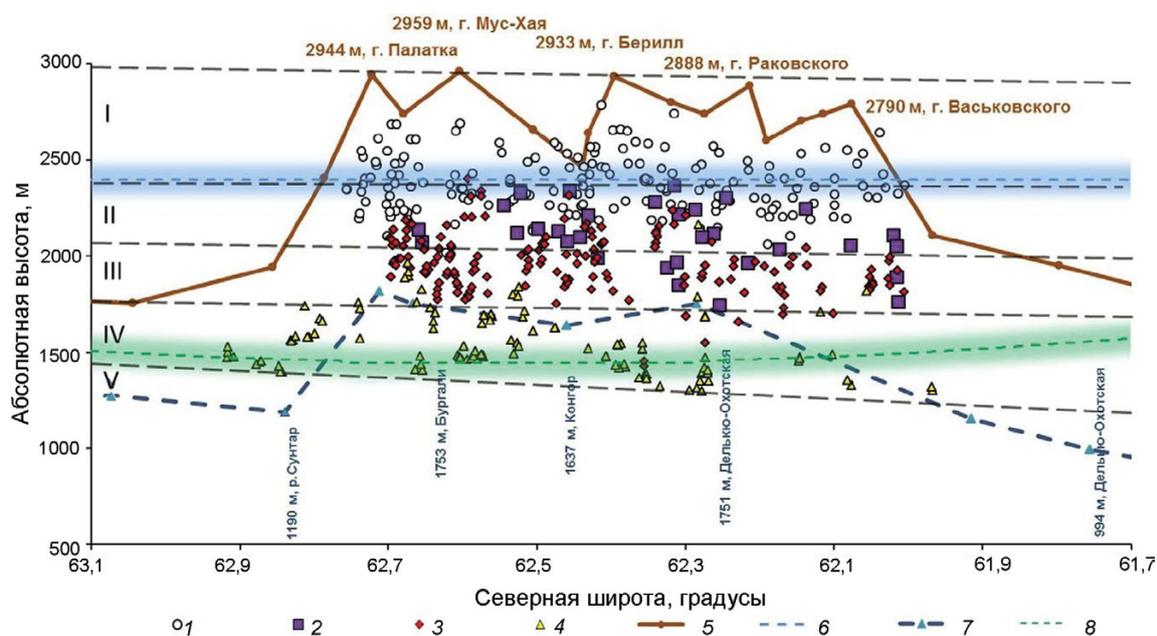


Рис. 5. Морфоклиматическая поясность гляциально-криогенных форм и процессов хр. Сунтар-Хаята. Морфоклиматические пояса: I – нивально-гляциальный; II – гляциально-криогенный; III – высокогорный криогенный; IV – низкогорный криогенный; V – равнинный криогенный; 1 – ледники; 2–4 – каменные глетчеры: 2 – активные каровые (включая комплексные разновидности); 3 – активные присклоновые (включая эмбриональные, монолопастные и полилопастные); 4 – отмершие присклоновые; 5 – вершинная поверхность; 6 – снеговая линия; 7 – базисная поверхность; 8 – верхняя граница леса

Fig. 5. Morphoclimatic altitudinal zonation of glacial-periglacial forms and processes in the Suntar-Khayata Range. Morphoclimatic altitudinal zones: I – nival-glacial; II – glacial-periglacial; III – high-altitude periglacial; IV – low-altitude periglacial; V – valley periglacial; 1 – glaciers; 2–4 – rock glaciers: 2 – active cirque rock glaciers (including complex forms), 3 – active footslope rock glaciers (including embryonic, single-lobe, and multi-lobe forms); 4 – relict footslope rock glaciers; 5 – top surface; 6 – snow line; 7 – base surface; 8 – tree line

ледниковые каменные глетчеры, а также современные флювиогляциальные конусы. Крутые стенки троговых долин, тримлайны и ледниковые фасетки представляют собой области активного коллювиального сноса. На свободных ото льда пологих участках проявляются эпигенетические криогенные процессы — полигональные грунты, морозная сортировка, мерзлотные медальоны. В тальвегах долин ледниковых водотоков формируются плохо сортированные аллювиальные галечно-валунные отложения. Надпойменные террасы отсутствуют. Почвенно-растительный покров в виде редких травянисто-кустарничковых и мохово-лишайниковых куртин слабо развит на участках высокой поймы, старых пролювиальных конусах и некоторых стабилизировавшихся моренах.

Высокогорный криогенный пояс (см. рис. 5, сектор III) приурочен к интервалу 2000—1700 м. Здесь на крутых склонах U-образных долин, выработанных позднеплейстоценовыми ледниками, активно развиваются обвальное-осыпные процессы и отложения. Индикаторными морфоскульптурными образованиями в пределах пояса служат присклоновые каменные глетчеры лопастевидного типа, разнообразные по размерам и протяжённости, достигающие мощности 30—40 м и более. Кроме каменных глетчеров широко распространены эпигенетические криогенные процессы и образования — мерзлотные полигоны с разновеликой (фрактальной) структурой, морозное пучение и сортировка. Донные морены в тальвеговой части долин переработаны аллювиальными процессами. За пределами русла и поймы ледниковые отложения и абрадируемые коренные скальные выходы покрыты чехлом вторичного криогенного щебне-глыбового элювия (криогенный реголит) и разбиты полигональными трещинами. У водотоков отчётливо выражена высокая пойма с фрагментарно развитым почвенно-растительным покровом. Кроме травянисто-кустарничковых и мохово-лишайниковых группировок встречаются низкорослые (0,5—1 м) кустарники ивы.

Низкогорный криогенный пояс (см. рис. 5, сектор IV) расположен в интервале высот 1400—1700 м, его нижняя граница маркируется положением современной границы древесной растительности. Пояс приурочен к окраинам хр. Сунтар-Хаята, резко переходящим в его

низкогорное обрамление с цепочками широких впадин. Здесь происходило расширение позднеплейстоценовых выводных ледников, заполнивших моренами и водно-ледниковыми отложениями системы широких впадин. В долинах водотоков появляется первая надпойменная терраса. Криогенные процессы проявляются в широком развитии полигональных структур, эпигенетических жильных льдов, курумов, морозном пучении и сортировке. Почвенно-растительный покров имеет мозаичный характер и представлен различными вариантами травянистых, травянисто-кустарничковых, мохово-лишайниковых тундр с куртинами кустарников ольхи и кедрового стланика. В пределах северной части хр. Сунтар-Хаята (бассейн р. Индигирка) на высотах 1300—1400 м в долинах и на склонах южной экспозиции появляются единичные низкорослые лиственницы и островки лиственничной лесотундры. На высокой пойме водотоков обнаружены небольшие тополевыи рощи.

Рельеф западной (бассейн истоков р. Сунтар) и южной (бассейн р. Юдома) частей хребта расчленён более интенсивно и несёт признаки мощного сетчатого оледенения. Днища глубоких троговых долин находятся на отметках 1300—1500 м, а обрамляющие их вершины достигают 2000—2100 м. Широко распространены ледниковые фасетки и крутые обвальное-осыпные склоны, питающие многочисленные каменные глетчеры разной степени активности. Верхняя граница леса имеет фестончатый характер, глубоко продвигаясь по долинам рек во внутреннюю зону горного хребта до высот 1500—1550 м, где смыкается с поясом присклоновых каменных глетчеров. На поверхности неактивных и отмерших каменных глетчеров наблюдается куртинное зарастание лиственничным редколесьем.

Выводы

Методы дистанционного картографирования и результаты полевых наблюдений впервые позволили установить в пределах хр. Сунтар-Хаята значительное количество каменных глетчеров. Всего было идентифицировано 540 каменных глетчеров. Установлено 47 каровых языковидных и 493 присклоновых лопастевидных каменных глетчера (включая моно- и полилопастные).

Плотность распределения (встречаемость) каменных глетчеров в хр. Сунтар-Хаята составляет 8,4 объектов/100 км². Это – наиболее высокий показатель на северо-востоке Азии. Анализ частотных распределений абсолютных высот каменных глетчеров региона указывает на высотную обусловленность их распределения и связь с морфо-климатической поясностью. Каменные глетчеры встречаются в интервале высот от 1297 до 2402 м над ур. моря. Однако основная часть активных образований приурочена к интервалу 1500–1900 м над ур. моря. Анализ экспозиций вмещающего рельефа и осей движения каменных глетчеров показывает, что они ориентированы преимущественно на северо-восток и северо-запад.

Полевое изучение морфометрических и геоморфологических характеристик глетчеров бассейна р. Бургали позволяет сделать вывод, что каменные глетчеры присклонового типа достигают толщины 30–50 м, имеют полого наклонённую в сторону тальвега поверхность и крутой фронтальный откос. Активные каменные глетчеры присклонового типа обрисовывают борт троговой долины р. Бургали на расстоя-

ние около 8 км от краёв современных ледников. Большинство наиболее крупных объектов сформировались в результате трансформации боковых льдистых морен предыдущего более крупного (раннеголоценового) оледенения. В этом плане присклоновые каменные глетчеры ледникового происхождения могут использоваться при реконструкции границ голоценовых оледенений. Эмбриональные каменные глетчеры разных экспозиций формируются в настоящее время без участия ледников и их морен путём сингенетического промерзания крупных осыпных конусов. Анализ гипсометрического распределения ледников и каменных глетчеров позволил установить несколько морфоклиматических поясов, в каждом из которых имеется специфический набор индикаторных форм и процессов.

Благодарности. Работа выполнена при поддержке гранта Российского фонда фундаментальных исследований № 14-05-00435 А.

Acknowledgments. This work was supported by the Russian Foundation for Basic Research, grant № 14-05-00435 А.

Литература

1. Галанин А.А. Каменные глетчеры: вопросы терминологии и классификации // Вест. СВНЦ ДВО РАН. 2010. № 4. С. 2–11.
2. Пальгов Н.Н. Наблюдения за движением одного из каменных глетчеров хр. Джунгарского Алатау // Вопросы географии Казахстана. 1957. Вып. 2. С. 195–207.
3. Иверонова М.И. Каменные глетчеры Северного Тянь-Шаня // Тр. Ин-та географии АН СССР. 1950. Т. 45. С. 69–80.
4. Гросвальд М.Г. Каменные глетчеры Восточного Саяна // Природа. 1959. № 2. С. 89–91.
5. Глазовский А.Ф. Каменные глетчеры (состояние проблемы) // Криогенные явления высокогорий. Новосибирск: Наука, 1978. С. 59–72.
6. Заморюев В.В. О строении и происхождении каменных глетчеров // Изв. ВГО. 1981. Вып. 6. С. 479–484.
7. Горбунов А.П., Титков С.Н. Каменные глетчеры гор Средней Азии. Якутск: изд. Ин-та мерзлотоведения СО АН СССР, 1989. 164 с.
8. Галанин А.А. Каменные глетчеры Северо-Востока Азии: картографирование и географический анализ // Криосфера Земли. 2009. Т. XIII. № 4. С. 49–61.

References

1. Galanin A.A. Rock glaciers: issues of terminology and classification. *Vestnik Severo-Vostochnogo Nauchnogo Tsentra, DVO RAN*. Bulletin of the North-East Scientific Center, Russia Academy of Sciences, Far East Branch. 2010, 4: 2–11. [In Russian].
2. Pal'gov N.N. Movement observations of a rock glacier in the Dzhungar Alatau. *Voprosy Geografii Kazakhstana*. Issues of Kazakhstan's Geography. 1957, 2: 195–207. [In Russian].
3. Iveronova M.I. Rock glaciers in the northern Tien Shan. *Trudy Instituta Geografii AN SSSR*. Transactions of the Institute of Geography of the USSR Academy of Sciences. 1950, 45: 69–80 [In Russian].
4. Grosval'd M.G. Rock glaciers in the eastern Sayan Mountains. *Priroda*. Nature. 1959, 2: 89–91. [In Russian].
5. Glazovskiy A.F. Rock glaciers (state of the knowledge). *Kriogennye yavleniya vysokogoriy*. Cryogenic phenomena in high mountains. Novosibirsk: Nauka, 1978: 59–72. [In Russian].
6. Zamoruev V.V. On structure and origin of rock glaciers. *Izvestiya VGO*. Proc. of the Russian Geographical Society. 1981, 6: 479–484. [In Russian].
7. Gorbunov A.P., Titkov S.N. *Kamennye gletchery gor Sredney Azii*. Rock glaciers in the Central Asian Mountains. Yakutsk: Permafrost Institute, Siberian Branch of the USSR Academy of Sciences, 1989: 164 p. [In Russian].
8. Galanin A.A. Rock glaciers of north-eastern Asia: mapping and geographical analysis. *Kriosfera Zemli*. Earth Cryosphere. 2009, XIII (4): 49–61. [In Russian].

9. Галанин А.А., Глушкова О.Ю. Каменные глетчеры Северо-Востока России // МГИ. 2005. Т. 98. С. 30–43.
10. Останин О.В., Дьякова Г.С. Гляциально-мерзлотные каменные образования Центрального Алтая // Изв. Алтайского гос. ун-та. 2013. № 3–2 (79). С. 167–170.
11. Галанин А.А., Оленченко В.В., Христофоров И.И. Новые данные о внутреннем строении, гидрологическом режиме и реологии каменных глетчеров Северного Тянь-Шаня – источников катастрофических ледово-грязекаменных селей // Фундаментальные и прикладные проблемы гидрогеологии. 2015. С. 369–375.
12. Barsch D. Rockglaciers: Indicators for the Present and Former Geocology in High Mountain Environments. Berlin: Springer-Verlag, 1996. 331 p.
13. Некрасов И.А., Гравис Г.Ф. Погребенные ледники хребта Удокан // Геокриологические условия Забайкалья и Прибайкалья. М: Наука, 1967. С. 182–192.
14. Корейша М.М. Современное оледенение хребта Сунтар-Хаята // Результаты исследований по программе Международного геофизического года. Гляциология. 1963. № 11. 169 с.
15. Граве Н.А., Гаврилова М.К., Гравис Г.Ф., Катасонов Е.М., Клюкин Н.К., Корейша М.М., Корнилов Б.А., Чистотин Л.В. Промерзание земной поверхности и оледенения хребта Сунтар-Хаята (восточная Якутия) // Результаты исследований по программе Международного геофизического года. Гляциология. 1964. № 14. 140 с.
16. Некрасов И.А., Максимов Е.В., Климовский И.В. Последнее оледенение и криолитозона Южного Верхоянья. Якутск: Кн. изд-во, 1973. 151 с.
17. Смирнов В.Н., Галанин А.А., Глушкова О.Ю. Псевдосейсмодислокации в горах Примагаданья // Геоморфология. 2001. № 2. С. 81–92.
18. Галанин А.А., Лыткин В.М., Федоров А.Н., Кадота Т. Сокращение ледников гор Сунтар-Хаята и методические аспекты его оценки // Лёд и Снег. 2013. № 4 (124). С. 30–42.
19. Галанин А.А., Лыткин В.М., Федоров А.Н., Кадота Т. Возраст и размеры последнего ледникового максимума хребта Сунтар-Хаята на основе лишенометрии и теста остаточной прочности // Криосфера Земли. 2014. Т. XVIII. № 2. С. 72–83.
9. Galanin A.A., Glushkova O.Yu. Rock glaciers of north-eastern Russia. *Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovaniy*. Data of Glaciological Studies. 2005, 98: 30–43. [In Russian].
10. Ostanin O.V., D'yakova G.S. Glacial-periglacial rock features in the central Altay. *Izvestiya Altayskogo Gosudarstvennogo Universiteta*. Proc. of the Altay State University. 2013, 3–2 (79): 167–170. [In Russian].
11. Galanin A.A., Olenchenko V.V., Khristoforov I.I. New data on internal structure, hydrological regime and rheology of rock glaciers in the northern Tien Shan – sources of catastrophic glacial mudflows. *Fundamental'nye i prikladnye problemy gidrogeologii*. Fundamental and Applied Problems in Hydrogeology. Yakutsk: Melnikov Permafrost Institute, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, 2015: 369–375. [In Russian].
12. Barsch D. Rockglaciers: Indicators for the present and former geocology in high mountain environments. Berlin: Springer-Verlag, 1996: 331 p.
13. Nekrasov I.A., Gravis G.F. Buried glaciers in the Udokan Ridge. *Geokriologicheskie usloviya Zabaikal'ya i Pribaikal'ya*. Geocryological conditions in Trans-Baikal and Pre-Baikal. Moscow, 1967: 182–192. [In Russian].
14. Koreysha M.M. *Sovremennoe oledenenie khrebta Suntar-Khayata. Glyatsiologiya № 11*. Modern glaciation in the Suntar-Khayata Range. Glaciology № 11. Moscow: USSR Academy of Sciences, 1963: 169 p. [In Russian].
15. Grave N.A., Gavrilova M.K., Gravis G.F. et al. *Promerzanie zemnoy poverkhnosti i oledenenie khrebta Suntar-Khayata (vostochnaya Yakutiya)*. Rezul'taty issledovaniy po programme MGG. *Glyatsiologiya № 14*. Earth surface freezing and glaciations in the Suntar-Khayata Range (eastern Yakutia). Results of investigations as part of the IGY program. Glaciology № 14. Moscow: USSR Academy of Sciences, 1964: 140 p. [In Russian].
16. Nekrasov I.A., Maksimov E.V., Klimovskiy I.V. *Poslednee oledenenie i kriolitozona Yuzhnogo Verkhoyan'ya*. The last glaciation and permafrost in the southern Verkhoyansk Range. Yakutsk: Knizhnoe izdatel'stvo, 1973: 151 p. [In Russian].
17. Smirnov V.N., Galanin A.A., Glushkova O.Yu., Pakhomov A.Yu. Pseudoseismic dislocations in the near Magadan mountains. *Geomorfologiya*. Geomorphology. 2001, 2: 81–92. [In Russian].
18. Galanin A.A., Lytkin V.M., Fedorov A.N., Kadota T. *Recession of glaciers in the Suntar-Khayata Mountains and methodological consideration of its assessment. Led i Sneg*. Ice and Snow. 2013, 4 (124): 30–42. [In Russian].
19. Galanin A.A., Lytkin V.M., Fedorov A.N., Kadota T. *Age and extent of the Last Glacial Maximum in the Suntar-Khayata Range based on lichenometry and Schmidt Hammer Test. Kriosfera Zemli*. Earth Cryosphere. 2014, XVIII (2): 72–83. [In Russian].

Морские, речные и озёрные льды

УДК 551.465

doi:10.15356/2076-6734-2016-4-525-532

Припайный лёд в прибрежной части пролива Шокальского

© 2016 г. В.А. Бородкин, А.П. Макштас*, П.В. Богородский

Арктический и Антарктический научно-исследовательский институт, Санкт-Петербург, Россия

*maksh@aari.ru

Coastal fast ice in the Shokalski Strait

V.A. Borodkin, A.P. Makshtas*, P.V. Bogorodsky

Arctic and Antarctic Research Institute, St. Petersburg, Russia

*maksh@aari.ru

Received April 19, 2016

Accepted July 27, 2016

Keywords: *fast ice, ice polygon, model, snow cover, structure.*

Summary

Field investigations of coastal fast ice near the research station Ice Base on the «Cape Baranova», carried out in 2013–2014, made possible to reveal a number of characteristics of the sea ice cover formation. It has been shown that during winter and early spring the sea ice thickness, being formed due to intensive snow drift and caused by that flooding of the ice cover just near the coast of the Bolshevik Island, substantially grows at its upper boundary, that is typical for the Antarctic seas. At the same time, similar process of the ice growth at a relatively short distance from the coast shows all features characteristic for the ice cover in the Arctic seas, and that is well reproduced by the conceptual numerical sea ice model. Thus, the region of the Ice Base «Cape Baranova» represents a natural laboratory for studying the processes of the sea ice formation in both, the Arctic and Antarctic seas under condition of the same atmospheric forcing. Transformation of the fast ice structure during the summer time is described. Results of the investigations has demonstrated that despite the radical changes in the structure thicknesses of the fast ice remained almost unchanged due to the ice growth on the bottom boundary of the ice cover until a destruction of it in August.

Поступила 19 апреля 2016 г.

Принята к печати 27 июля 2016 г.

Ключевые слова: *ледовый полигон, модель, припайный лёд, снежный покров, структура.*

Приведены результаты исследований припайных льдов пролива Шокальского в районе научно-исследовательского стационара «Ледовая база «Мыс Баранова». Установлена роль снежного покрова в процессах формирования ледяного покрова в зимний период, характерных как для арктических, так и антарктических морей. Описана трансформация структуры льда в летний период. Показано, что, несмотря на радикальное изменение структуры, толщина припайных льдов практически не изменяется вплоть до взлома припая в августе в результате нарастания льда на нижней границе ледяного покрова.

Введение

Одним из ключевых мест проведения комплексных исследований, необходимых для обеспечения качественной гидрометеорологической информацией прогностических организаций России, были научно-исследовательские станции, расположенные на арктических архипелагах. Именно такой была воссозданная в 2013 г. как научно-исследовательский стационар (НИС) «Ледовая база «Мыс Баранова». Эта научно-исследовательская полевая стационар-

ная база ААНИИ была основана в 1986 г. и законсервирована в 1991 г. Стационар расположен вблизи мыса Баранова на достаточно высоком (30 м) берегу пролива Шокальского, разделяющего острова Большевик и Октябрьской Революции архипелага Северная Земля (рис. 1). Его координаты — 79°16' с.ш. и 101°45' в.д. Прилегающая к району стационара территория характеризуется наличием широкого спектра природных льдов — морских (дрейфующие и припайные), озёрных и речных, а также мощных (до 800 м) куполообразных ледников и многочисленных айсбергов.

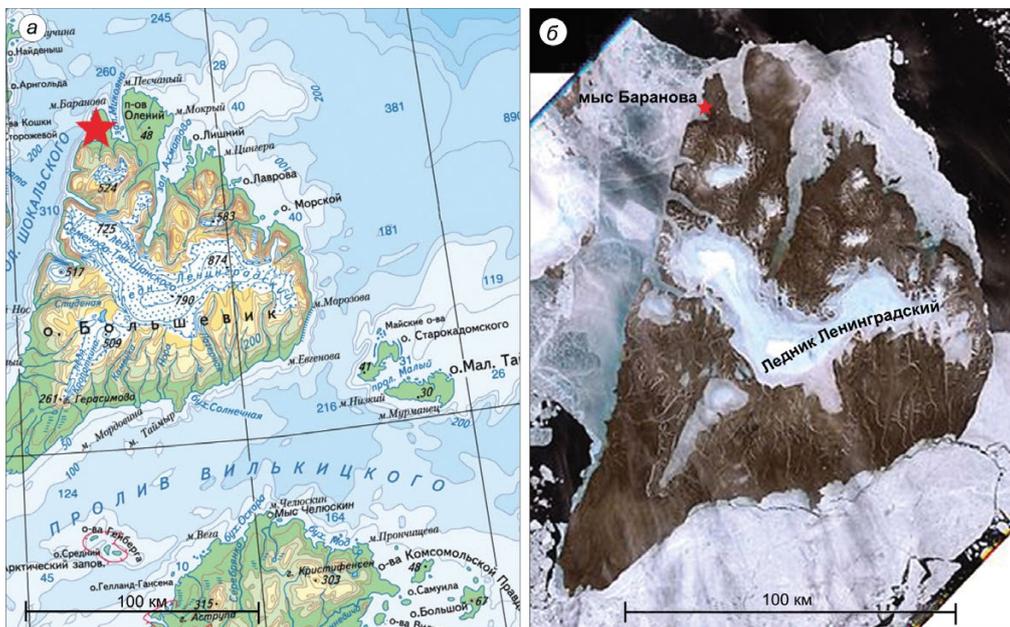


Рис. 1. Топографическая карта архипелага Северная Земля (а) и снимок района НИС «Ледовая база «Мыс Баранова» из космоса (б) (ИСЗ Landsat-8 2014-07-24, U.S. Geological survey).

Положение стационара отмечено звёздочкой

Fig. 1. Topographic map of the archipelago Severnaya Zemlya (a) and the picture of the research station Ice Base «Cape Baranova» from space (b) (satellites Landsat-8 2014-07-24, U.S. Geological survey).

Position of station is shown by star

В районе стационара полярная ночь длится с 22 октября по 22 февраля, а полярный день — с 22 апреля по 22 августа. Температура воздуха летом (июнь—август) составляет от 0 до +4 °С. Зимой (октябрь—апрель) температура воздуха варьирует от –25 до –45 °С. Для района стационара характерны устойчивые ветры преимущественно южного и северного направлений со средней скоростью 10–15 м/с. В переходные периоды года скорость ветра может достигать 50 м/с. До последнего времени район стационара был в наименьшей степени обеспечен регулярными ледовыми наблюдениями. На восточном побережье Северной Земли никогда не было постоянно действующей наблюдательной станции. В последние 15 лет по разным причинам были закрыты и все полярные станции в западной части моря Лаптевых. Сейчас НИС «Ледовая база «Мыс Баранова» — единственная станция в этом регионе, на которой можно вести регулярные наблюдения за состоянием ледяного покрова.

Комплекс стандартных визуальных наблюдений морского ледяного покрова — составная часть ледового мониторинга и важнейший источник данных о его состоянии. Основная задача

наблюдений *in situ* состоит в сборе систематической информации обо всех характерных особенностях состояния ледяного покрова на осматриваемой акватории, а также происходящих в нём изменений. Комплекс наблюдений предусматривает определение ряда характеристик: положения границы и ширины припая; положения границ дрейфующего льда и его сплочённости; площадей разводий, торосистости, разрушенности, заснеженности; направления и скорости дрейфа, а также данных о ледяном покрове в фиксированных точках (толщина и возвышенность, толщина и плотность снежного покрова, структура льда). Исследование морфометрических характеристик льда и снега в фиксированных точках и на полигонах позволяет отслеживать особенности нарастания и таяния ледяного покрова в течение всего года. Полученная информация даёт возможность уточнить влияние отдельных факторов, определяющих физику этого процесса. Кроме того, регулярные измерения толщины льда могут служить косвенным индикатором состояния климата Арктического бассейна. Цель настоящей работы — исследование сезонной эволюции морфометрических характеристик припайного льда и

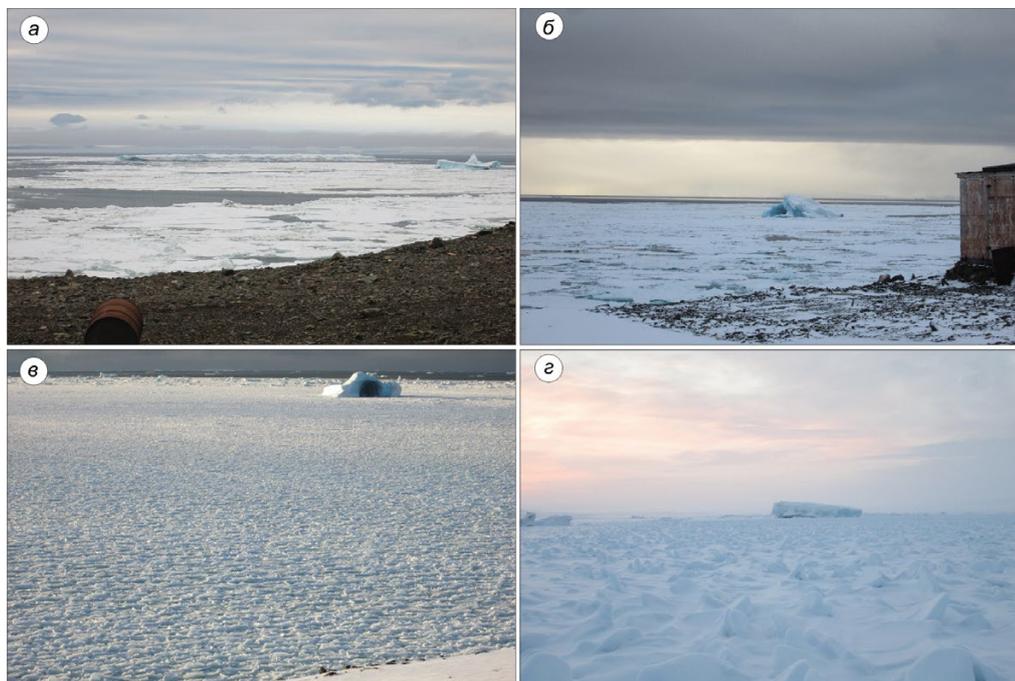


Рис. 2. Фазы становления припая осенью 2013 г.

a – 1.09; *б* – 18.09; *в* – 4.10; *з* – 19.10

Fig. 2. Phases of fast ice formation in autumn 2013.

a – 1.09; *б* – 18.09; *в* – 4.10; *з* – 19.10

снежного покрова в районе моря Лаптевых, который примыкает к проливу Шокальского.

Результаты исследований припайных льдов в осенне-зимний период

Основные стадии образования припайных льдов осенью 2013 г. показаны на рис. 2. Происходившее во время сильных ветров переменных направлений формирование припая сопровождалось следующими друг за другом периодами разломов, а также образования разводий в случае сгонных ветров и торосов – при нагонных. Все это определило сильную пространственную неоднородность припая в период его становления. Регулярные измерения толщины снега и льда в фиксированных точках на припае на расстоянии 50, 100 и 150 м от берега были начаты в январе 2014 г. и продолжались до организации ледового полигона на относительно ровных припайных льдах.

Результаты наблюдений за период с января по май 2014 г. приведены на рис. 3. Как видно из рис. 3, *a*, в начальный период максимальная толщина льда зафиксирована в наиболее удалённой от берега точке измерений. Это обусловлено, вероятно, относительной неоднородностью ледяного покрова в районе наблюдений (см. рис. 2, *з*) и меньшей толщиной снежного

покрова, имеющего высокие теплоизоляционные свойства (см. рис. 3, *б*). В дальнейшем, благодаря интенсивному ветровому переносу снега и препятствующему этому переносу крутому береговому склону, достигающему высоты 20–30 м при угле возвышения до 30°, произошло перераспределение толщины снега. В ближайшей к берегу точке толщина снежного покрова возросла с 40 до 105 см, хотя на удалении 150 м она осталась практически неизменной (20–40 см). Избыточное снегонакопление при относительно небольшой толщине ледяного покрова привело к его подтоплению (см. рис. 3, *б*) и формированию снежно-водного льда на верхней границе, обусловившему преимущественное приращение толщины ледяного покрова в ближайшей от берега точке измерений (см. рис. 3, *a*).

Подтверждением сказанному служит приведённое на рис. 3, *a* сравнение результатов измерений и моделирования нарастания льда, выполненного с помощью термодинамической модели ледяного покрова без учёта его затопления [1]. В качестве внешнего форсинга в модели использовались среднесуточные значения температуры воздуха, измеренной на стационаре, которые были проинтерполированы на каждые сутки толщины снега, измеренной в каждой из точек. Как видно из рис. 3, *a*, модель достаточно адекватно описала нарастание льда в точ-

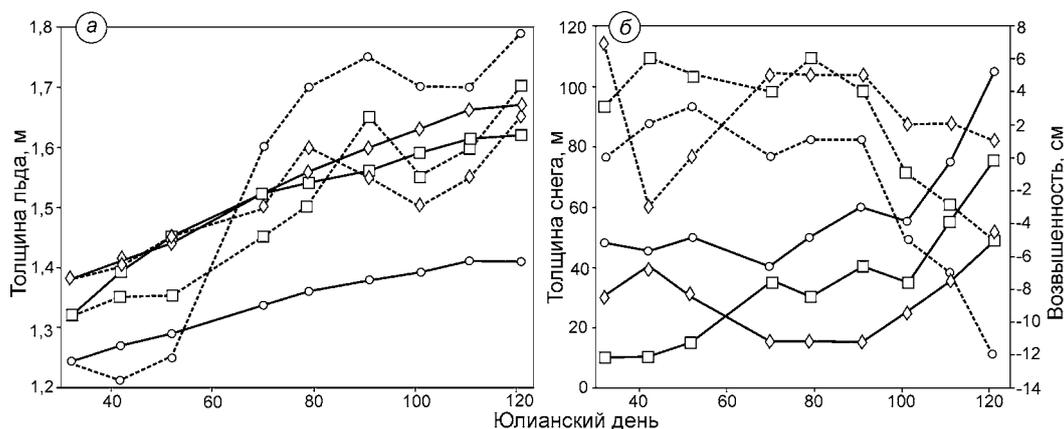


Рис. 3. Характеристики припайных льдов на расстоянии 50 (кружки), 100 (квадраты) и 150 (ромбы) метров от береговой черты в зимне-весенний период 2014 г.:

a – толщина льда по данным измерений (пунктир) и моделирования (сплошные линии); *б* – возвышенность льда (пунктир) и толщина снежного покрова (сплошные линии)

Fig. 3. Characteristics of fast ice at a distance 50 (circles), 100 (squares) and 150 (diamonds) meters from the coastline in winter-spring 2014:

a – the thickness of ice from measurements (dotted line) and simulation (solid line); *b* – freeboard (dotted line) and snow depth (solid lines)

ках, удалённых на 100 и 150 м от берега. В то же время в точке, на которой было зафиксировано подтопление ледяного покрова, расхождение между измеренной и рассчитанной толщинами льда составило порядка 40 см, что примерно соответствует разности между измеренными величинами нарастания льда на притопленном и не подверженном подтоплению участках ледяного покрова. Описанный режим формирования ледяного покрова типичен для антарктических морей, в частности для моря Уэдделла [2–4], где комбинация относительно тонкого ледяного покрова и нескольких десятков сантиметров снега часто приводит к подтоплению и появлению снежно-водного льда. Важность учёта этого явления при оценке интенсивности процессов взаимодействия атмосферы и океана при наличии снежно-ледяного покрова показана в работе [5].

Особенности трансформации ровных припайных льдов в весенне-летний период

В мае 2014 г. наблюдения за ледяным покровом в проливе Шокальского были продолжены на полигоне размером 100 × 100 м с дискретностью измерений по пространству 5 м и по времени 10 суток. Отметим, что при выборе полигона для детальных исследований морфометрических

характеристик припайного льда возникли некоторые затруднения. Вблизи берега, на расстоянии до 200 м, как было сказано ранее, наблюдалась аккумуляция снега, которая существенно влияет на толщину льда за счёт теплоизоляционных свойств снега и образования инфильтрационного льда на границе лёд–снег. Со стороны бухты Амба наблюдалось скопление айсбергов (см. рис. 2), вокруг которых аккумуляровался снег, аналогично наблюдавшемуся вблизи берега. В западном направлении от станции, в проливе Шокальского, на протяжении 1,5–2,0 км фиксировались следы осеннего торошения молодого льда толщиной 10–15 см, которое привело к созданию сплошного всторошенного поля (см. рис. 2, *в*, *г*). Пригодную для полигона площадку удалось найти в 600 м от берега в западно-северо-западном направлении.

Лёд в месте расположения ледового полигона в период становления припая подвергался неоднократным динамическим воздействиям, что способствовало формированию слоистости в его строении. В первом керне, взятом 23 мая (рис. 4), верхние 13 см были сложены мелкозернистыми кристаллами и носили следы наслоения начальных видов льда. Дальнейшее нарастание льда до горизонта 70 см проходило в динамически нестабильных условиях, с набиванием под лёд обломков льдин и кристаллов

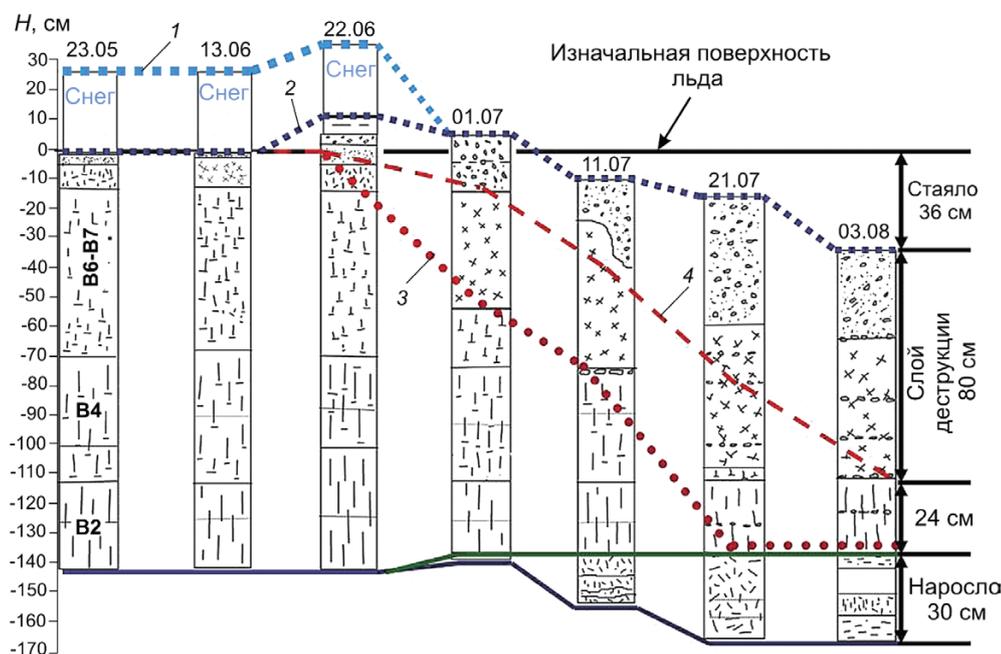


Рис. 4. Структура ровного припайного льда в районе НИС «Ледовая база «Мыс Баранова» и её временная изменчивость в летний период 2014 г.:

1 – верхняя граница снега; 2 – верхняя граница льда; 3 – граница частичного нарушения межкристаллических связей; 4 – граница слоя деструкции

Fig. 4. Structure of the level fast ice in the area of the research station Ice Base «Cape Baranova» and its temporal variability in summer 2014:

1 – upper boundary of snow; 2 – upper boundary of ice; 3 – boundary of the partial disturbance of intercrystalline links; 4 – boundary of destruction layer

внутриводного льда. Кристаллическое строение льда в этом диапазоне толщин соответствовало генетическим типам В6–В7 структурной классификации льдов, разработанной Н.В. Черепановым [6]. Ниже горизонта 70 см сформировался лёд волокнистой структуры до толщины 113 см генетического типа В4, а ниже – генетического типа В2, характерного для ровных припайных льдов. В процентном отношении слой льда, характеризующийся кристаллами волокнистой структуры, составил 51% общей толщины льда в 142 см, что меньше, чем во льдах, нарастающих при динамически стабильных условиях. Отметим, что рост волокнистых кристаллов прерывался на горизонтах 91, 113 и 126 см, вероятно, в связи с поступлением к фронту кристаллизации зернистых кристаллов внутриводного льда.

Сезонная изменчивость структуры ледяного покрова наиболее ярко проявляется в весенне-летний период. Для оценки внутренних изменений во льду в работе [7] предложена пятибалльная шкала стадий физического состояния, под которыми понимаются последовательные изменения в строении ледяного покрова и физических свойствах слагающего его льда под воздействием термометаморфических процессов.

До второй декады мая среднесуточная температура воздуха не поднималась выше -10°C , однако к 23 мая, началу наблюдений на полигоне, она стала резко повышаться и достигла -5°C .

Таблица 1. Даты перехода среднесуточной температуры воздуха через фиксированные значения в весенне-летний период 2014 г.

Параметры	Граница перехода через значение (число и месяц)	
	первая	устойчивая
Температура, $^{\circ}\text{C}$:		
	-10	09.05
	-5	19.05
	$+0$	19.06
		06.07
	17.08	04.09
Разовые понижения температуры, $^{\circ}\text{C}$	05.08 – 0,2	29.08 – 0,8

Даты первого и устойчивого перехода среднесуточной температуры воздуха через фиксированные значения приведены в табл. 1.

Ко времени начала наблюдений в толще льда под действием радиационного прогрева и повышения температуры воздуха уже начались термометаморфические процессы. Произошло частичное помутнение льда, оплавление стенок первичных воздушных и солевых включений. Повсеместно наблюдалось возникновение стоковых солевых каналцев, объединённых в разветвлённую сеть. Зафиксированы стекание рассола с верхних горизонтов и выравнивание значений солёности в пределах 2–3‰ по всей толщине льда с сохранением следов повышенных значений, связанных с изначальной слоистостью льда. Внутренние изменения в ледяном покрове в этот период

Таблица 2. Метрические и физические характеристики льда в период наблюдений на полигоне в весенне-летний период 2014 г.

Характеристики	Дата наблюдений						
	23.05	12.06	22.06	01.07	11.07	21.07	03.08
Толщина снега, см	27	30	30	2	0	0	0
Толщина льда, см	142	141	148	145	149	155	134
Толщина стаявшего льда, см	0	0	0	2	10	18	36
Толщина наростшего льда, см	0	0	6	6	17	31	30
Толщина слоя деструкции, см	0	2	12	20	30	46	80
Средняя температура льда T , °C	-2,8	-1,7	-1,4	-0,8	-0,2	-0,1	0,0
Минимальная температура льда T , °C	-4,2	-1,9	-1,6	-1,4	-0,5	-0,3	-0,1
Средняя солёность льда, ‰	3,13	2,82	2,79	2,05	0,77	0,45	0,11
Максимальная солёность льда, ‰	3,73	4,33	4,66	3,54	1,76	1,58	0,29
Стадия состояния льда	1–2	2	2–3	3	3–4	4	4–5
Разрушенность льда	0	0	1	2	3	3	3–4

характеризовались 1–2 стадиями по шкале балльности физического состояния. При этом видимых изменений на поверхности льда не наблюдалось. Его разрушенность соответствовала 0 баллов по шкале разрушенности однолетних льдов [8].

Дальнейшее повышение среднесуточной температуры воздуха сопровождалось ростом средней температуры льда со скоростью примерно 0,5 °C/10 дней. Рост температур воздуха и льда продолжался до первой декады июля, когда среднесуточная температура воздуха устойчиво перешла через 0 °C, а средняя температура льда достигла -0,5 °C. В это время отмечались интенсивное стекание рассола и опреснение льда (табл. 2). Тогда же продолжалась и трансформация первичных воздушных и солевых включений. В местах сопряжения льда разных генетических типов и в местах фронтального прерывания роста волокнистых кристаллов стали образовываться полосы вторичных извилистых включений, представляющих на текстурных рисунках мутные белёсые линии протяжённостью в несколько сантиметров.

К началу третьей декады июня, когда среднесуточная температура воздуха стала переходить через 0 °C, на поверхности ледяного покрова под слоем снега толщиной примерно 30 см образовался слой пресного инфильтрационного льда генетического типа А9 [6], который увеличил общую толщину льда на 6–10 см. Формирование этого слоя связано с таянием снега на поверхности, смачиванием нижних слоёв талой водой и повторным замерзанием образовавшейся смеси. Начиная с третьей декады июня и особенно в первой декаде июля, когда среднесуточная температура воздуха устойчиво перешла

через 0 °C, внутренние процессы трансформации льда пошли лавинообразно. Исчез снежный покров, началось таяние верхней поверхности льда. В верхней части ледяного покрова образовался слой деструкции с разрушением межкристаллических связей и оплавлением стенок зёрен кристаллов с частичной перекристаллизацией в ночное время. Стоковые солевые каналы, соединившись в систему, образовали мощные стоковые русла диаметром до 0,5–1,5 см. Верхние слои льда полностью опреснились. Солёность средних, наиболее сохранившихся участков льда составила около 1‰. Внутренние изменения в ледяном покрове в этот период можно оценить как 3–4 стадии физического состояния льда.

В следующие две декады, вплоть до взлома припая в районе ледового полигона 7 августа 2014 г., продолжались процессы внутреннего разрушения льда. В местах фронтального прерывания роста волокнистых кристаллов образовались линии многочисленных каверн диаметром от 1 до 7 см, по которым выбуренный керн льда легко разрушался. Последние измерения, выполненные 3 августа, показали, что за исследованный период на верхней границе ледяного покрова стаяло 36 см льда, или 25% толщины льда на начало измерений. Слой деструкции составил 80 см, или 77% сохранившегося льда зимнего образования. Только 24 см, или 23% оставшегося зимнего льда в своей нижней части сохранили несколько видоизменённую изначальную кристаллическую структуру. Температура по всей толще ледяного покрова приблизилась к температуре таяния льда и не превышала -0,1 °C. Произошло полное опреснение льда. Макси-

мальная солёность в нижних слоях льда зимнего образования не превышала 0,3‰.

Прибрежная часть пролива Шокальского в районе НИС «Ледовая база «Мыс Баранова» в летний период подвержена сильному влиянию стока пресных вод в результате таяния снега на прилежащих участках суши и увеличения стока многочисленных небольших рек. Эти воды, распространяясь под припайным льдом, за счёт формирования ледяных кристаллов на границе пресных и более холодных солёных вод и их всплывания стимулируют интенсивное нарастание льда на его нижней границе. Начало нарастания пришлось на конец июня, между первым и устойчивым переходом среднесуточной температуры воздуха через 0 °С. К третьей декаде июля величина вновь нарощего льда составила 30 см, после чего она практически не менялась.

Поляризованные фотографии шлифов льда показали, что по своему строению лёд летнего происхождения на нижней границе ледяного покрова — слоистый, отмечается чередование пористых слоёв толщиной от 1 до 10 см, сложенных пластинчатыми кристаллами с хаотическим расположением главной оптической оси (С-оси), и более плотных тонких прослоек толщиной от 0,5 до 2 см с преобладанием кристаллов с вертикальным расположением С-оси. Верхние, наиболее ранние по срокам образования прослойки пористого льда успевали смёрзнуться, создавая единый слой непрозрачного пористого льда. В слоях более позднего образования пластинчатые кристаллы льда с хаотическим расположением С-оси в третьей декаде июля под воздействием более тёплой пресной воды растаяли. В этих местах остались плоские, параллельные нижней поверхности ледяного покрова пластины более твёрдого льда, разделённые слоем воды и скреплённые с основным массивом отдельными перегородками. В результате нижняя поверхность льда к моменту разрушения припая стала существенно неоднородной.

Подчеркнём, что толщина льда летнего образования в точке наблюдений составила примерно 30 см, что соизмеримо с величиной стаявшего льда. Таким образом, общая толщина льда с начала наблюдений изменилась мало (см. табл. 2). Однако по своим физическим свойствам отдельные слои, слагающие ледяной покров, трансформировались радикально. Так, на момент раз-

рушения припая верхний деструктивный, легко рассыпающийся на воздухе слой составил 60% общей толщины льда. На нижний слоистый лёд летнего образования пришлось 22% общей толщины, и только 18% льда сохранило в какой-то степени первоначальную кристаллическую структуру и некоторые прочностные свойства.

Заключение

Натурные исследования припайных льдов в районе НИС «Ледовая база «Мыс Баранова», выполненные в 2013–2014 гг., позволили установить ряд особенностей образования ледяного покрова. В зимне-весенний период ледяной покров, формирующийся непосредственно вблизи побережья о. Большевик, в результате интенсивного снеготранспорта и обусловленного им подтопления в значительной степени нарастает на верхней границе, что типично для антарктических морей [2]. При этом процессы нарастания на сравнительно небольшом расстоянии от берега имеют все особенности, характерные для ледяного покрова морей Арктики [9]. Таким образом, район НИС «Ледовая база «Мыс Баранова» представляет собой естественную лабораторию для исследования процессов формирования морского ледяного покрова как арктических, так и антарктических морей при одинаковом атмосферном форсинге.

Анализируя процессы весенне-летнего разрушения ледяного покрова, можно прийти к заключению, что к началу лета внутренние изменения в толще ледяного покрова прибрежной части пролива Шокальского соответствуют 2–3 баллам шкалы стадий физического состояния, а внешние признаки разрушения льда характеризуются баллами 0–1. В это время выравнивается солёность по толщине льда в пределах 2–3‰, а средняя температура льда составляет около –3 °С. Основные изменения во льду в данный период обусловлены радиационным прогревом его толщи, а интенсивность изменений увеличивается с повышением температуры воздуха.

Критерием ускорения внутренних преобразований в ледяном покрове могут служить даты первого и устойчивого перехода среднесуточной температуры воздуха через 0 °С, когда процессы термометаморфизма во льду приобретают интенсивный характер. В этот временной интервал

с поверхности льда исчезает снежный покров, в верхних слоях льда возникает слой деструкции, начинается таяние льда сверху и его нарастание снизу (последнее обусловлено поступлением к нижней границе льда пресных стоковых вод суши). Происходят интенсивное опреснение льда и свободная фильтрация талых вод через лёд. К середине летнего сезона остаётся не более 20% льда, сохранившего следы первичного кристаллического строения. Интересная особенность периода состоит в том, что вплоть до полного разрушения припая в результате динамических факторов, обусловленных потерей прочностных характеристик ледяного покрова, его толщина практически не изменяется.

Благодарности. Авторы благодарны Д.Г. Тузлукову, предоставившему данные измерений характеристик припайных льдов в зимний период, и анонимным рецензентам, чьи замечания позволили существенно улучшить статью. Работа выполнена в рамках темы ЦНТП Росгидромета 1.5.3.4 и при поддержке РФФИ (проект № 14-05-00408-а).

Acknowledgements. The authors are appreciated to D.G. Tuzlukov for the data about characteristics of fast ice in winter, and two anonymous reviewers for comments, significantly improved the article. The work had been done in frame of Roshydromet CNTP project 1.5.3.4 and under support of RFBR (project № 14-05-00408-a).

Литература

1. Богородский П.В., Пнюшков А.В. Простая модель кристаллизации морской воды в спектре температур // Океанология. 2007. Т. 47. № 4. С. 539–545.
2. Ackley S.F., Sullivan C.W. Physical controls on the development and characteristics of Antarctic sea ice biological communities – A review and synthesis // Deep-Sea Research. 1994. V. 41. P. 1583–1604.
3. Eicken H. Salinity profiles of Antarctic sea ice. Field data and model results // Journ. of Geophys. Research. 1992. V. 97. P. 15 545–15 557.
4. Lytle V.I., Ackley S. Heat flux through sea ice in the western Weddell Sea: Convective and conductive transfer processes // Journ. of Geophys. Research. 1996. V. 101. P. 8853–8868.
5. Andreas E.L., Jordan R.E., Makshtas A.P. Simulation of snow, ice, and near-surface atmospheric processes on Ice Station Weddell // Journ. of Hydrometeorology. 2004. V. 5. P. 611–624.
6. Морской лед. Сбор и анализ данных наблюдений, физические свойства и прогнозирование ледовых условий (справочное пособие). СПб: Гидрометеоздат, 1997. 402 с.
7. Черепанов Н.В. Классификация льдов природных водоемов // Тр. ААНИИ. 1976. Т. 331. С. 77–99.
8. Наставление гидрометеорологическим станциям и постам. Вып. 9. Ч. 1. Л.: Гидрометеоздат, 1984. 55 с.
9. Макштас А.П. Тепловой баланс арктических льдов в зимний период. Л.: Гидрометеоздат, 1984. 67 с.

References

1. Bogorodsky P.V., Pnyushkov A.V. A simple model of sea water crystallization in the temperature range. *Okeanologiya*. Oceanology. 2007, 47 (4): 539–545. [In Russian].
2. Ackley S.F., Sullivan C.W. Physical controls on the development and characteristics of Antarctic sea ice biological communities – A review and synthesis. *Deep-Sea Research*. 1994, 41: 1583–1604.
3. Eicken H. Salinity profiles of Antarctic sea ice. Field data and model results. *Journ. of Geophys. Research*. 1992, 97: 15 545–15 557.
4. Lytle V.I., Ackley S.F. Heat flux through sea ice in the western Weddell Sea: Convective and conductive transfer processes. *Journ. of Geophys. Research*. 1996, 101: 8853–8868.
5. Andreas E.L., Jordan R.E., Makshtas A.P. Simulation of snow, ice and near-surface atmospheric processes on Ice Station Weddell. *Journ. of Hydrometeorology*, 2004, 5: 611–624.
6. *Morskoy led. Sbor i analiz dannykh nablyudeniya, fizicheskikh svoystv i prognozirovaniye ledovykh usloviy (spravochnoye posobie)*. Sea ice. Collection and analysis of observational data, physical properties and forecasting of ice conditions (handbook). St. Petersburg: Hydrometeoizdat, 1997: 402 p. [In Russian].
7. Cherepanov N.V. *Klassifikatsiya l'dov prirodnykh vodoev*. Classification of ice in natural waters. *Proc. of AARI*. 1976, 331: 77–99. [In Russian].
8. *Nastavlenie gidrometeorologicheskim stantsiyam i postam*. Manual for hydrometeorological stations and posts. Issue 9. Pt. 1. Leningrad: Hydrometeoizdat, 1984. 55 p. [In Russian].
9. Makshtas A.P. *Teplovoy balans Arkticheskogo morskogo l'da zimoy*. The heat balance of Arctic sea ice in winter. Leningrad: Hydrometeoizdat, 1984: 67 p. [In Russian].

Палеогляциология

УДК 551.383

doi:10.15356/2076-6734-2016-4-533-544

Исследование разномасштабных взаимосвязей между изменениями приземной температуры воздуха и концентрации CO₂ в атмосфере

© 2016 г. Н.В. Вакуленко¹, В.М. Котляков², Ф. Парренин³, Д.М. Сонечкин^{1*}¹Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, Россия; ²Институт географии РАН, Москва, Россия;³Лаборатория гляциологии и геофизики Университета Фурье, г. Гренобль, Франция

*dsonech@yandex.ru

A study of different-scale relationship between changes of the surface air temperature and the CO₂ concentration in the atmosphere

N.V. Vakulenko¹, V.M. Kotlyakov², F. Parrenin³, D.M. Sonechkin^{1*}¹Shirshov Oceanology Institute, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia;²Institute of Geography, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia; ³CNRS, LGGE and Grenoble Alpes, LGGE Grenoble, France

*dsonech@yandex.ru

Received March 10, 2016

Accepted September 20, 2016

Keywords: atmospheric CO₂ concentration, crosswavelet analysis, global air temperature, the transition from the last glacial maximum to the Holocene.

Summary

A concept of the anthropogenic origin of the current global climate warming assumes that growth of concentration of the atmospheric carbon dioxide and other greenhouse gases is of great concern in this process. However, all earlier performed analyses of the Antarctic ice cores, covering the time interval of several glacial cycles for about 1 000 000 years, have demonstrated that the carbon dioxide concentration changes had a certain lag relative to the air temperature changes by several hundred years during every beginning of the glacial terminations as well as at endings of interglacials. In contrast to these findings, a recently published careful analysis of Antarctic ice cores (Parrenin et al., 2013) had shown that both, the carbon dioxide concentration and global temperature, varied almost synchronously during the transition from the last glacial maximum to the Holocene.

To resolve this dilemma, a special technique for analysis of the paleoclimatic time series, based on the wavelets, had been developed and applied to the same carbon dioxide concentration and temperature time series which were used in the above paper of Parrenin et al., 2013. Specifically, a stack of the Antarctic δ¹⁸O time series (designated as ATS) and the deuterium Dome C – EPICA ones (dD) were compared to one another in order to: firstly, to quantitatively estimate differences between time scales of these series; and, secondly, to clear up the lead–lag relationships between different scales variations within these time series. It was found that accuracy of the mutual ATS and dD time series dating lay within the range of 80–160 years. Perhaps, the mutual dating of the temperature and carbon dioxide concentration series was even worse due to the assumed displacement of air bubbles within the ice. It made us to limit our analysis by the time scales of approximately from 800 to 6000 years. But it should be taken into account that any air bubble movement changes the time scale of the carbon dioxide series as a whole. Therefore, if a difference between variations in any temperature and the carbon dioxide time series is found to be longer than 80–160 years, and if these variations are timescale-dependent, it means that the bubble displacements are not essential, and so these advancing and delays are characteristic of the time series being compared.

Our wavelet-based comparative and different-scale analysis confirms that the relationships between the carbon dioxide concentration and temperature variations were essentially timescale-dependent during the transition from the last glacial maximum to the Holocene. The carbon dioxide concentration variations were ahead of the temperature ones during transition from the glacial maximum to the Boelling – Alleroud warming as well as from the Young Drias cooling to the Holocene optimum. However, the temperature variations were ahead during the transition from the Boelling – Alleroud warming to the Young Drias cooling and during the transition from the Holocene optimum to the present-day climate.

Поступила 10 марта 2016 г.

Принята к печати 20 сентября 2016 г.

Ключевые слова: глобальная температура воздуха, концентрация CO₂ в атмосфере, кроссвейвлетный анализ, переход от последнего гляциального максимума к голоцену.

С целью выяснения причин современного изменения климата сопоставляются многомасштабные изменения средней глобальной приземной температуры воздуха и концентрации CO_2 в атмосфере по данным антарктических ледниковых кернов. Рассматривается период перехода от максимума последнего оледенения к голоцену. Для этого разработана специальная техника кроссвейвлетного анализа временных рядов. Установлено, что соотношения лидирования – запаздывания между изменениями температуры и концентрации CO_2 существенно зависели на рассматриваемом временном интервале от временных масштабов и фаз ускорения или замедления изменений сравниваемых характеристик.

Введение

В мировом сообществе климатологов преобладает мнение, что основная причина современного глобального потепления климата – рост в атмосфере концентрации парниковых газов, в первую очередь углекислого газа (CO_2). Путём сопоставления одновременных значений средней для всей Земли приземной температуры воздуха и атмосферной концентрации CO_2 , оценённых по инструментальным данным за последние примерно 50 лет, разные учёные находили, что при удвоении концентрации CO_2 температура должна расти на 2,0–4,6 °С. Поэтому в последнем пятом докладе Межправительственной группы экспертов по изменению климата (МГЭИК) средняя климатическая чувствительность оценена примерно в 3 °С. Совсем недавняя оценка [1], сделанная по спутниковым данным об уходящем излучении Земли и с учётом того, что облака, состоящие из смеси водяных капель и ледяных кристаллов, имеют меньшее альбедо по сравнению с водяными облаками, показала, что рост температуры при удвоении концентрации CO_2 может быть ещё больше – до 5,3 °С. Вместе с тем в публикации [2] отмечается, что для климата плейстоцена, который, как известно, был теплее современного, климатическая чувствительность была примерно вдвое меньше. Это позволило авторам [2] сделать вывод, что эволюция климата к концу XXI в., который по своим характеристикам должен быть похож на климат плейстоцена, замедлится по сравнению со сценарием МГЭИК.

Все эти оценки климатической чувствительности хорошо соответствуют реконструкциям хода средней глобальной приземной температуры воздуха по данным инструментальных наблюдений для последних двух–трёх столетий. Например, в недавно опубликованной реконструкции [3] для средней температуры суши в период с 1753 по 2011 г. авторы считают, что

весь реконструированный рост этой температуры можно описать с помощью простого уравнения регрессии всего с двумя предикторами – логарифма концентрации CO_2 и содержания в атмосфере аэрозоля от вулканических извержений.

Слабое звено в представлении о решающей роли парниковых газов в изменениях климата в прошлом и настоящем – априорное принятие предположения, что высокая корреляция между одновременными значениями концентрации CO_2 и температуры имеет причинно-следственный характер. Это стало ставиться под сомнение ещё после того, как при анализе данных ледникового керна антарктической станции Восток было обнаружено, что при переходах между четырьмя последними ледниковыми и межледниковыми периодами вариации содержания дейтерия dD в ледниковом керне (косвенная характеристика температуры) предшествовали вариациям концентраций CO_2 и метана в пузырьках воздуха, заключённых во льду. Сначала это было обнаружено при простом визуальном сравнении рядов этих характеристик [4–6]. На это последовали возражения, что относительные точности временных шкал сравниваемых рядов температуры и парниковых газов недостаточны, так как в процессе превращения выпавшего снега в лёд пузырьки воздуха могут мигрировать в толще льда. Однако позже вывод о лидировании вариаций дейтерия был подтверждён при кроссвейвлетном анализе этих рядов в работе [7].

Суть в том, что при кроссвейвлетном анализе смещение шкал двух сопоставляемых рядов проявляется как постоянный временной сдвиг картин вейвлетных преобразований этих рядов. Если же наблюдаемые в таких картинах сдвиги различаются по масштабам, то это означает, что причины сдвигов связаны с различной динамикой рядов, а не с ошибкой в их временных шкалах. Различия в сдвигах, зависящие от временного масштаба, действительно были об-

наружены. Они оказались относительно небольшими в самых коротких из масштабов, но значительно большими в масштабах многих тысяч лет, где отнести эти сдвиги на счёт взаимной неточности временных шкал дейтерия и парниковых газов уже невозможно.

Что касается современного климата, то, согласно последнему докладу Межправительственной группы экспертов по изменению климата, существует консенсус, что причина его изменений – антропогенный рост концентрации CO_2 . Тем не менее, отдельные учёные всё ещё сомневаются в этом. Так, в работе [8] были сопоставлены инструментальные среднемесячные ряды хода средней глобальной приземной температуры воздуха и атмосферной концентрации CO_2 с 1980 по 2011 г. при их 12-месячном скользящем осреднении. Оказалось, что межгодовые вариации CO_2 запаздывали по сравнению с вариациями температуры, а не опережали их, что должно было бы наблюдаться, если бы вариации CO_2 были причиной, а вариации температуры – следствием. Установлено также, что межгодовые вариации атмосферной концентрации CO_2 не следовали вариациям в ходе того количества CO_2 , которое должно было поступать в атмосферу в результате человеческой деятельности. Из этого авторы [8] сделали вывод, что источники межгодовых вариаций атмосферной концентрации CO_2 в последние 30 лет были естественными, а не вызванными деятельностью человека. Этими источниками были, якобы, области океанов вблизи экватора. Данная работа вызвала шквал критики со стороны сторонников антропогенного происхождения современного потепления. Основной контраргумент (см., например, [9, 10]) – сопоставление авторами работы [8] не самих температур и концентраций CO_2 , а их межгодовых изменений. При этом не учитывалось, что сама температура в некотором году определяется не количеством CO_2 , поступившим в этот год в атмосферу в результате человеческой деятельности, а является функцией суммы всех таких поступлений, накопленной за все предшествующие годы. Учитывая данную критику, необходимо анализировать и сопоставлять вариации температуры и концентрации CO_2 не только в межгодовом, но и в более длинных временных масштабах. Такое исследование – цель настоящей работы.

Использованные данные

Недавно в работе [11] приведены данные детального исследования соотношений лидирования – запаздывания между изменениями температуры и концентрации CO_2 в период перехода от самого последнего ледникового максимума к голоцену (примерно 20–10 тыс. лет до настоящего времени – настоящее время). Оно основано на более точных и детальных данных, полученных в рамках Европейского проекта бурения ледникового щита Антарктиды (European Project for Ice Coring in Antarctica – EPICA). Это исследование показало, что смена знаков локальных трендов при переходе, который включал в себя переход от начала потепления к бёллинг–аллерёду, от него – к раннему дриасу, а от него – к собственно голоцену, была практически одновременной. Не исключено, что в некоторых эпизодах температура даже запаздывала. Такой результат был с удовлетворением встречен сторонниками гипотезы об определяющей роли парниковых газов в изменениях климата.

Техника, использованная для сопоставления рядов температуры и CO_2 в [11], была очень проста. Сначала из всех сравниваемых рядов исключались линейные тренды в масштабе всего перехода. Полученные квазистационарные ряды подразделялись на части, соответствовавшие переходам к бёллинг–аллерёду, от бёллинг–аллерёда – к раннему дриасу, а от раннего дриаса – к голоцену. Лидирование – запаздывание температуры относительно CO_2 – рассматривалось только в точках перехода между этими частями. Таким образом, вариации в рядах температуры и CO_2 сравнивались по всем временным масштабам интегрально, а по времени – дискретно.

В настоящей работе использованы те же самые исходные данные, что и в работе [11], а именно: ряд содержания во льду изотопа $\delta^{18}\text{O}$, построенный по данным всех антарктических станций (далее он обозначается как ряд ATS – Antarctic temperature stack); ряды содержания дейтерия (dD) и CO_2 по материалам станции Купол С. Данные этих рядов сопоставлены друг с другом. В результате удалось определить взаимную точность временных шкал этих рядов и установить количественные соотношения между изменениями температуры и CO_2 во временных масштабах от сотен до нескольких тысяч лет.

Метод исследования

Чтобы выявить соотношения лидирования – запаздывания между изменениями средней глобальной приземной температуры воздуха и атмосферной концентрации CO_2 в разных временных масштабах и в различные моменты времени – естественно использовать вейвлетное преобразование рядов этих изменений, а затем каким-то образом сопоставить их друг с другом. Вероятно, полезно использовать вейвлетное преобразование пары рядов $X(t)$ и $Y(t)$, представленной, например, как комплексный ряд $Z(t) = \text{Re}X(t) + \text{Im}Y(t)$:

$$WT(b, a) = \text{Re}WT(b, a) + \text{Im}WT(b, a) = \\ = a^{-1/2} \int_{-\infty}^{\infty} Z(t) G^*((t-b)/a) dt, \quad a > 0, \quad (1)$$

где a – вейвлетный масштаб; b – сдвиг по времени; $G(t-b/a)$ – комплексно значащая вейвлетная функция; значок * у такой функции означает комплексное сопряжение.

Если же вейвлетная функция выбирается вещественной, то преобразование (1) сводится к совокупности двух независимых вейвлетных преобразований для двух рядов, которое будет описано далее. Однако хорошо известно [12], что при использовании данного преобразования существуют определённые методические проблемы. Чтобы получить с его помощью значимые результаты относительно когерентности и фазовых соотношений между вариациями $X(t)$ и $Y(t)$ в разных временных масштабах, необходимо каким-то образом осреднять $W(b, a)$. Как это делать – неясно. Впрочем, в работе [13] этим обстоятельством пренебрегли и была написана программа кросс-вейвлетного преобразования. Она опубликована в Интернете в свободном доступе, и некоторые зарубежные и российские учёные использовали её для исследования различных климатических процессов с далеко идущими, но фактически не обоснованными выводами.

В настоящей работе использован иной подход к выявлению когерентности и фазовых соотношений между парами временных рядов, также основанный на вейвлетах. Этот подход впервые предложен в работе [7] и базируется на вещественном вейвлетном преобразовании каждого из сравниваемых временных рядов по отдельности, т.е.

$$WT(b, a) = a^{-1/2} \int_{-\infty}^{\infty} X(t) G((t-b)/a) dt, \quad a > 0,$$

с последующим получением произведения двух таких вейвлетных преобразований и специальной его обработкой. В принципе, любое вейвлетное преобразование нечувствительно к постоянной составляющей преобразуемого ряда, однако длина всякого реального ряда конечна, т.е. вместо формулы (1) вычисления ведутся по следующей формуле:

$$WT(b, a) = a^{-1/2} \int_T X(t) G_1((t-b)/a) dt, \quad a > 0, \quad b \in (1 \div T).$$

Из-за этого в начале и конце реально вычисленных рядов $WT(b, a)$ возникают искажения. Они охватывают тем большие области, чем значительнее вейвлетный масштаб. Для уменьшения таких искажений используются различные приёмы. Так, краевые искажения существенно уменьшаются, если рассматриваемые ряды предварительно центрируются (из них вычитается их среднее значение), затем нормируются (все точки централизованного ряда делятся на среднее квадратическое отклонение) и, наконец, вычитается общий линейный тренд полученного централизованного и нормированного ряда, если он имеется. В настоящей работе выполнена именно такая предварительная обработка всех рассматриваемых рядов.

На рис. 1 показано, как выглядят использованные исходные ряды ATS , dD и CO_2 и исключаемые из них линейные тренды на временном интервале перехода от максимума последнего оледенения 18,3 тыс. лет назад (л.н.) до перехода к голоцену 8,8 тыс. л.н. Заметим, что после такой предварительной обработки некоторые краевые искажения картин вейвлетных преобразований всё-таки остаются, поэтому на приводимых в следующем разделе данной статьи рисунках потенциально искажённые краевые области указаны параболическими дугами.

В качестве вейвлетной функции в настоящей работе используется первая производная гауссиана:

$$G_1(t) = -\frac{\sqrt{2}}{\sqrt{\pi}} t \exp\{-t^2/2\}. \quad (2)$$

Эта функция $G_1(t)$ обычно используется, чтобы выявить, как меняются локальные линейные тренды ряда, который подвергается вейвлетному преобразованию. При этом величина $W(b, a)$ при каждом временном сдвиге b и для каждого временного масштаба a пропорциональна локальному (по времени и масшта-

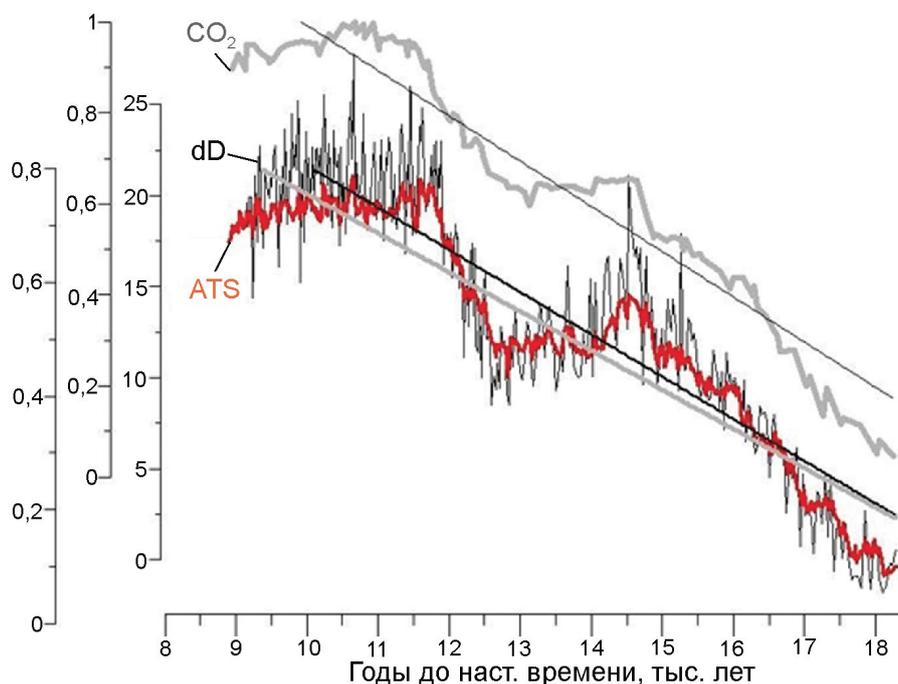


Рис. 1. Графики содержания дейтерия dD и изотопа кислорода $\delta^{18}\text{O}$ в ледниковых ядрах антарктических станций, рассматриваемые как две косвенные характеристики средней глобальной приземной температуры воздуха, а также хода концентрации CO_2 в этих ядрах.

Линии общих линейных трендов этих рядов показаны для временного интервала 18,3–10,8 тыс. лет до настоящего времени, в течение которого произошёл переход от максимума последнего оледенения к голоцену (по вертикали – безразмерные переменные)

Fig. 1. Time series of the deuterium dD and oxygen isotope $\delta^{18}\text{O}$ contents in ice cores of the Antarctic stations considered as two indirect characteristics of the global mean near surface air temperature, and also the time series of the CO_2 concentration in these cores.

Lines of the general linear trends of these time series are shown for a time interval of 18 300–10 800 BP, during which a transition took place from the last glacial maximum to the Holocene (vertically – dimensionless variables)

бу) линейному тренду этого ряда. Функция $G_1(t)$ существенно отличается от нуля только в пределах $\pm 2,5t$ от начала её оси абсцисс, поэтому временной интервал, внутри которого значения преобразуемого ряда влияют на величину локального тренда, в 5 раз больше рассматриваемого вейвлетного масштаба. На приведённых в следующем разделе данной статьи рисунках величина временного интервала оценки локального тренда указывается в скобках рядом с величиной соответствующего вейвлетного масштаба.

Для визуального восприятия соотношения локальных трендов двух разных рядов используется картина произведения величин вейвлетных преобразований этих рядов на плоскости (время – временной масштаб)

$$\text{CROSSWT}(b, a) = \text{WT1}(b, a) \cdot \text{WT2}(b, a).$$

Для лёгкости восприятия области этой картины, внутри которой тренды имеют одина-

ковые знаки, закрашиваются оттенками серого цвета, пропорциональными величине $\text{CROSSWT}(b, a)$, а области разных знаков оставляются белыми. Конкретные знаки трендов внутри серых областей указываются значками \ddagger и $\bar{\ddagger}$ в случаях положительных и отрицательных трендов соответственно, а внутри белых областей – значками \ddagger и $\bar{\ddagger}$. Первый из этих значков означает, что тренд температуры положителен, а CO_2 отрицателен; второй значок – что тренд температуры отрицателен, а CO_2 положителен.

Полученные результаты

Главная задача настоящей работы – оценить взаимную точность временных шкал сравниваемых рядов. Для этого использованы ряды ATS и dD. Предполагалось, что они отражают две разные косвенные характеристики одной

и той же средней глобальной приземной температуры воздуха. Такое предположение требует некоторого обоснования, ибо в ряде сравнительно недавних зарубежных публикаций, посвящённых вопросу о соотношениях лидирования — запаздывания между ходом температуры и CO_2 — отмечалось, что ряд dD , построенный по данным антарктических ледниковых кернов, характеризует не среднюю глобальную приземную температуру воздуха, а среднюю температуру для Южного полушария или даже среднюю температуру только Антарктиды. Поэтому давно найденное в рядах dD и CO_2 станции Восток лидирование dD не показательно для глобального климата. Однако в работе [14] с помощью количественных соотношений между пространственной протяжённостью и временем существования аномалий приземной температуры воздуха продемонстрировано, что земным полям температуры свойствен так называемый пространственно-временной скейлинг. Из существования этого скейлинга следует, что в масштабах более столетия колебания поля приземной температуры воздуха — глобальные. Региональные различия в колебаниях появляются при их длительности менее столетия. Следовательно, даже если антарктический ряд dD характеризует среднюю температуру только Южного полушария или, тем более, если он характеризует температуру только Антарктики, временные вариации в этом ряду с длительностью более столетия должны быть неотличимы от таких же вариаций средней глобальной температуры.

В верхней части рис. 2 показаны ряды dD и ATS на временном интервале 8,8–18,3 тыс. лет до настоящего времени после их предварительной обработки, описанной в предыдущем разделе, т.е. после их центрирования, нормирования и исключения общего линейного тренда. К главным особенностям этих рядов относятся: 1) минимум около 18 тыс лет до настоящего времени — начало общего перехода от последнего ледникового к межледниковью; 2) максимум около 15 тыс. лет до настоящего времени — пик потепления бёллинга—аллерёда; 3) минимум около 13 тыс. лет до настоящего времени — пик похолодания раннего дриаса; 4) максимум около 11 тыс. лет до настоящего времени — наступление голоцена.

В нижней части рис. 2 показана картина кроссвейвлетного преобразования (далее в тек-

сте указывается как *CROSSWT*) этих рядов. В качестве вейвлетной функции использована первая производная гауссиана (2), т.е. демонстрируются соотношения лидирования — запаздывания между локальными по времени линейными трендами сравниваемых рядов в разных временных масштабах. Отметим ещё раз, что области картины *CROSSWT*, внутри которых знаки локальных линейных трендов обоих рядов одинаковы, закрашены оттенками серого цвета; области, где знаки трендов разные, оставлены белыми. Жирные чёрные линии на границах между серыми и белыми областями указывают моменты времени, когда знак локального тренда в ряду ATS менялся на противоположный; тонкие линии — когда менялся знак локального тренда в ряду dD .

На картине *CROSSWT* внутри вейвлетных масштабов 1280–160 лет (указаны на оси ординат перед скобками), соответствующих временным масштабам 6400–800 лет (указаны на оси ординат в скобках), имеются пять идущих почти вертикально узких белых полосок. Знаки локальных трендов внутри этих полосок различны. Ширина полосок изменяется незначительно — в пределах 80–160 лет. По наличию тонких изолиний на правых краях этих полосок и толстых изолиний на их левых краях можно сделать заключение, что во всех случаях первым изменял знак своего локального линейного тренда ряд dD . Именно это обстоятельство трактовалось рядом зарубежных учёных как доказательство того, что ряд dD описывает вариации не средней глобальной температуры, а температуры Южного полушария или даже температуры только Антарктиды. Вместе с тем факт практически неизменной ширины белых полосок на рис. 2 в широком диапазоне масштабов указывает, что временные шкалы сравниваемых рядов ATS и dD просто сдвинуты относительно друг друга на 80–160 лет. Это позволяет считать, что оба ряда воспроизводят одну и ту же среднюю глобальную температуру, а сама величина 80–160 лет может рассматриваться как мера взаимной неточности временных шкал сравниваемых рядов. Эта величина далее будет использована для оценки реальности лидирований — запаздываний между вариациями температуры и CO_2 . В малых вейвлетных (временных) масштабах [менее 160 (800) лет] все белые полоски

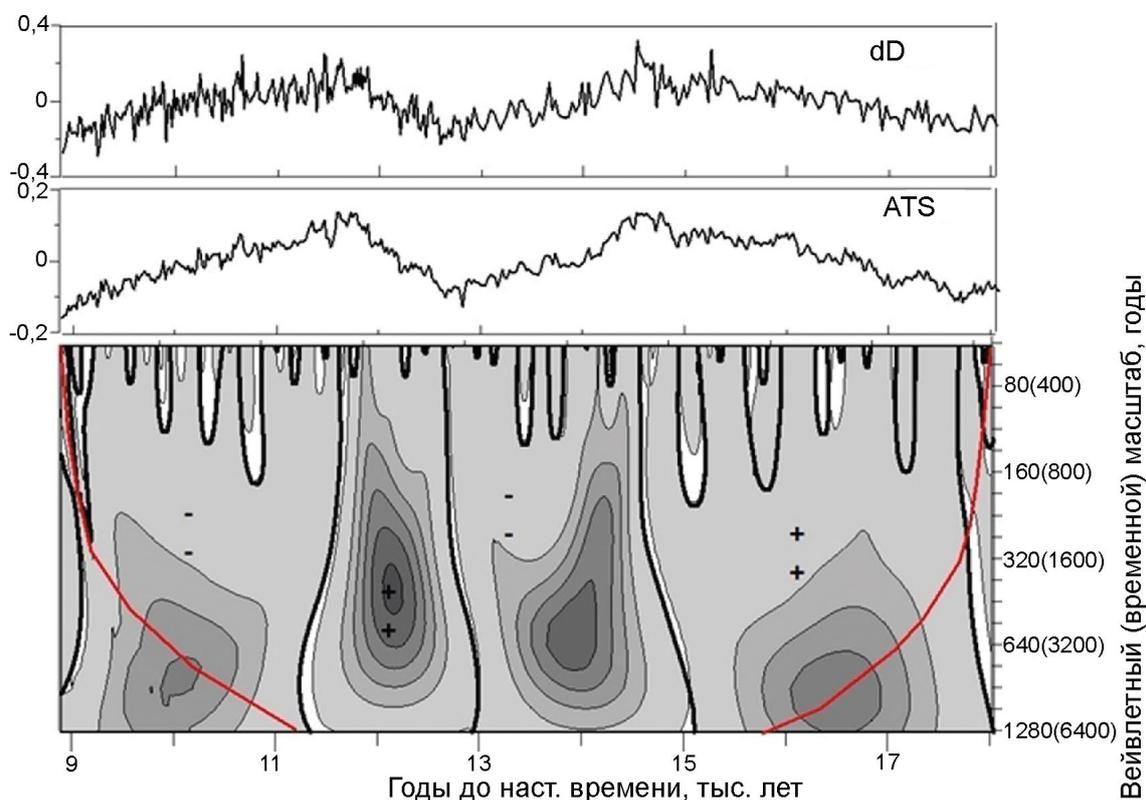


Рис. 2. Ряды ATS и dD (первой и второй косвенных характеристик средней глобальной приземной температуры воздуха) после их центрирования, нормирования и удаления общего линейного тренда (вверху) и картина кроссвейвлетного преобразования (*CROSSWT*) этих рядов (внизу).

Области, внутри которых локальные тренды обоих рядов имеют один и тот же знак, равно положительный или отрицательный, закрашены оттенками серого цвета пропорционально интенсивности трендов. Области разных знаков трендов оставлены белыми. Положения изолиний переходов через ноль знаков локальных трендов в ряду ATS показаны жирными чёрными линиями, а положения соответствующих переходов в ряду dD – тонкими чёрными линиями. Значки \oplus , \ominus , \pm и \otimes внутри каждой из обширных серых областей и внутри белых полос указывают, какими именно были знаки локальных трендов в обоих рядах в то или иное время и в том или ином вейвлетном (временном) масштабе

Fig. 2. Time series of ATS and dD (the first and second indirect characteristics of the global mean near surface air temperature respectively) after their centering, normalizing and removal of their general linear trends (above) and a pattern of crosswavelet transformation (*CROSSWT*) of these time series (below).

Domains of the pattern in which local trends of both time series have the same sign, either positive or negative, are colored by shades of gray in proportion to intensity of the trends. Domains of different signs of the trends are left white. Zero-isolines of the local ATS trends are shown by fat black lines, and the corresponding isolines of the local dD trends are shown by thin black lines. Badges \oplus , \ominus , \pm and \otimes within each of extensive gray domain and within each white strip, specify what are signs of the local trends during this or that time and in this or that wavelet (time) scale

сохраняются, но появляются и дополнительные белые полосы. У одних из них лидирует ряд dD, у других – ATS. Этот разницей в лидировании можно объяснить тем, что временное разрешение рассматриваемых рядов недостаточно, чтобы анализировать столь мелкие временные масштабы. Таким образом, временное разрешение рядов ATS и dD не превышает 800 лет.

В верхней части рис. 3 показаны ряды ATS и CO₂ после исключения из них общих линейных трендов. В нижней части показана карти-

на их *CROSSWT*, построенная по тем же правилам, что и картина *CROSSWT* рядов ATS и dD на рис. 2. Отметим, что толстыми изолиниями на рис. 3 показаны переходы через ноль локальных трендов ряда CO₂, а тонкими изолиниями – такие переходы ряда ATS. В значках типа \oplus и им подобных верхний символ относится к ряду ATS, а нижний – к ряду CO₂.

Начнём рассмотрение картины *CROSSWT* на рис. 3 с большой серой области, видимой в её правом нижнем углу. Эта область полностью

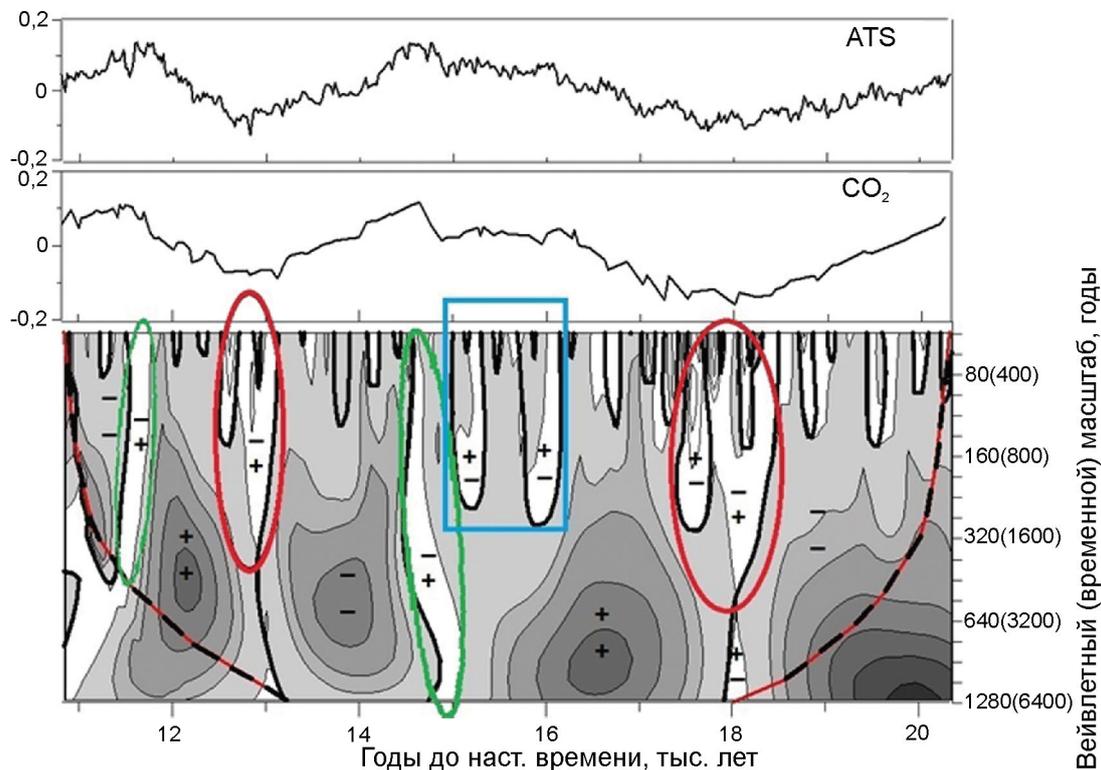


Рис. 3 Ряды ATS и CO₂ (вверху) и картина их кроссвейвлетного преобразования (*CROSSWT*), построенные по тем же правилам, что и на рис. 2.

Красные овалы оконтуривают белые области картины *CROSSWT* с разными знаками локальных трендов в сравниваемых рядах, при переходах к которым лидировал ряд ATS (температура). Зелёные овалы оконтуривают белые области, при переходах к которым лидировал ряд CO₂. Голубой прямоугольник оконтуривает два разрыва в области положительных трендов в обоих рядах при переходе от старта общего потепления климата к пику бёллинга–аллерёда

Fig. 3. Time series of ATS and CO₂ (above) and a pattern of their crosswavelet transformation (*CROSSWT*), constructed by the same rules, as in Fig. 2.

Red ovals delineate white domains of the pattern with different signs of local trends in the compared time series upon transitions to which ATS (temperature) led. Green ovals delineate white areas upon transitions to which CO₂ led. The blue rectangle delineates two gaps in the domain of positive trends in both time series upon transition from start of the general climate warming to the peak of Boelling–Allerod

занимает широкий диапазон вейвлетных (временных) масштабов от 1280 (6400) до примерно 160 (800) лет и временной интервал от более чем 20 тыс. лет до почти 18 тыс. лет до настоящего времени и помечена значком $\bar{-}$. Это значит, что у обоих рядов локальные тренды в те времена были отрицательными. В более коротких масштабах внутри этой области видны небольшие белые и серые области, оконтуренные как толстыми, так и тонкими изолиниями. Их наличие можно трактовать как свидетельство недостатка временного разрешения рассматриваемых рядов ATS и CO₂ для анализа вариаций этих рядов в вейвлетных (временных) масштабах менее 160 (800) лет. Это подтверждает вывод, уже сделанный при сравнении рядов ATS и dD.

В самых больших вейвлетных (временных) масштабах [около 1280 (6400)–640 (3200) лет] рассматриваемая большая серая область ограничена слева сравнительно узкой белой областью. Граница между обеими областями показана тонкой изолинией. Это означает смену здесь знака локального тренда в ряду ATS, что и подтверждается значком $\bar{+}$ внутри этой белой области. Однако появившаяся белая область лежит вплотную к параболической пунктирной линии, которая оконтуривает область картины *CROSSWT*, потенциально искажённой из-за конечности рассматриваемых временных рядов. Поэтому можно поставить под сомнение, что примерно за 18 тыс. лет до настоящего времени смена знаков локальных трендов рядов ATS и

CO₂ действительно происходила в таком порядке, как было сказано. Ещё следует упомянуть, что авторы работы [15], в которой с использованием той же самой кроссвейвлетной техники сравнили ряды хода температуры и CO₂ в плиоцене, установили, что в вейвлетных (временных) масштабах порядка десятков тысяч лет температура оказалась лидирующей более часто, чем CO₂. Это, кстати, ставит под сомнение вывод публикации [2], что климатическая чувствительность в плиоцене была ниже, чем у современного климата.

В масштабах более 640 (3200) лет большая серая область тоже ограничена слева областью белого цвета. Для облегчения её нахождения на рис. 3 эта белая область очерчена красным овалом. Разделяет серую и белую области толстая изолиния, т.е. в этих масштабах первым сменил свой знак на положительный ряд CO₂. Значок $\bar{+}$ внутри этой белой области – тому подтверждение. Данный переход находится далеко от потенциально искажённой краевой области картины *CROSSWT*, поэтому ему можно доверять. Подтверждение реальности лидирования CO₂ при этой смене знаков трендов – ширина белой области. Между масштабами 320 (1600) и 160 (800) лет она достигает 600 лет. Это много больше, чем найденная при рассмотрении картины *CROSSWT* на рис. 2 взаимная точность временных шкал рядов ATS и dD в 80–160 лет. Существенные изменения ширины рассматриваемой белой полосы в зависимости от масштабов доказывают, что найденное лидирование CO₂ при начале перехода от максимума последнего оледенения к голоцену не есть следствие миграции воздушных пузырьков внутри ледяного керна.

Левее только что описанных относительно узких белых областей в масштабах более 160 (800) лет расположена вторая обширная область, окрашенная оттенками серого цвета. Её значок $\bar{+}$ указывает, что это – область, внутри которой тренды обоих рядов стали положительными. Данная область описывает начало перехода от последнего гляциального максимума (его пик приходится как раз на ранее описанные белые полосы вблизи момента в 18 тыс. лет до настоящего времени) к потеплению бёллинга–аллерёда. В вейвлетных (временных) масштабах менее 320 (1600) лет эта вторая обширная серая область трижды разбивается областями

продолжительностью во времени около 200 лет, что соизмеримо с взаимной неточностью временных шкал сравниваемых рядов. Первый разрыв виден в самом начале серой области вблизи момента в 17,5 тыс. лет до настоящего времени. Этот разрыв находится ещё внутри упомянутого красного овала. С обеих сторон разрыв ограничен жирной чёрной изолинией. Структура локальных трендов внутри этого разрыва – очень сложная. Она состоит из вложенных друг в друга белой, серой и снова белой областей. Поэтому здесь кажется, что сначала ряд CO₂ меняет свой тренд на отрицательный, потом возвращается к положительному и, наконец, совсем небольшое время снова становится отрицательным. При всех этих изменениях тренд ряда ATS неизменно остаётся положительным. Однако площади этих вложенных друг в друга областей очень малы. Они меньше указанного временного разрешения рядов ATS и CO₂, поэтому разрыв в целом помечен значком $\bar{+}$.

Ещё два разрыва в масштабах менее 320 (1600) лет видны на картине *CROSSWT* для рядов ATS и CO₂ во временном интервале примерно 16–15 тыс. лет до настоящего времени. Оба разрыва оконтурены голубым прямоугольником. Области внутри этих разрывов ограничены с обеих сторон жирными чёрными изолиниями. Обе эти области помечены значком $\bar{+}$. Внутри каждая из этих областей состоит из белой и серой половинок. Таким образом, каждая из них описывает относительно кратковременный переход к отрицательному тренду ряда CO₂, при том, что в ряду ATS тренд остаётся в масштабах менее 320 (1600) лет неизменно положительным. Заканчивается вторая обширная серая область примерно за 15 тыс. лет до настоящего времени, т.е. во время пика потепления бёллинга–аллерёда. Точно на этот пик приходится новая относительно узкая (максимальная её протяжённость во времени примерно 200 лет.) белая полоса, обведённая на рис. 3 зелёным овалом и помеченная значком $\bar{+}$. Справа эта полоса ограничена тонкой, а слева – толстой чёрной изолинией. Следовательно, на пике бёллинга–аллерёда лидировал ряд ATS, т.е. глобальная температура, а не CO₂. Ещё левее на картине *CROSSWT* рядов ATS и CO₂, а именно, во временном интервале примерно 15–13 тыс. лет до настоящего времени, видна третья об-

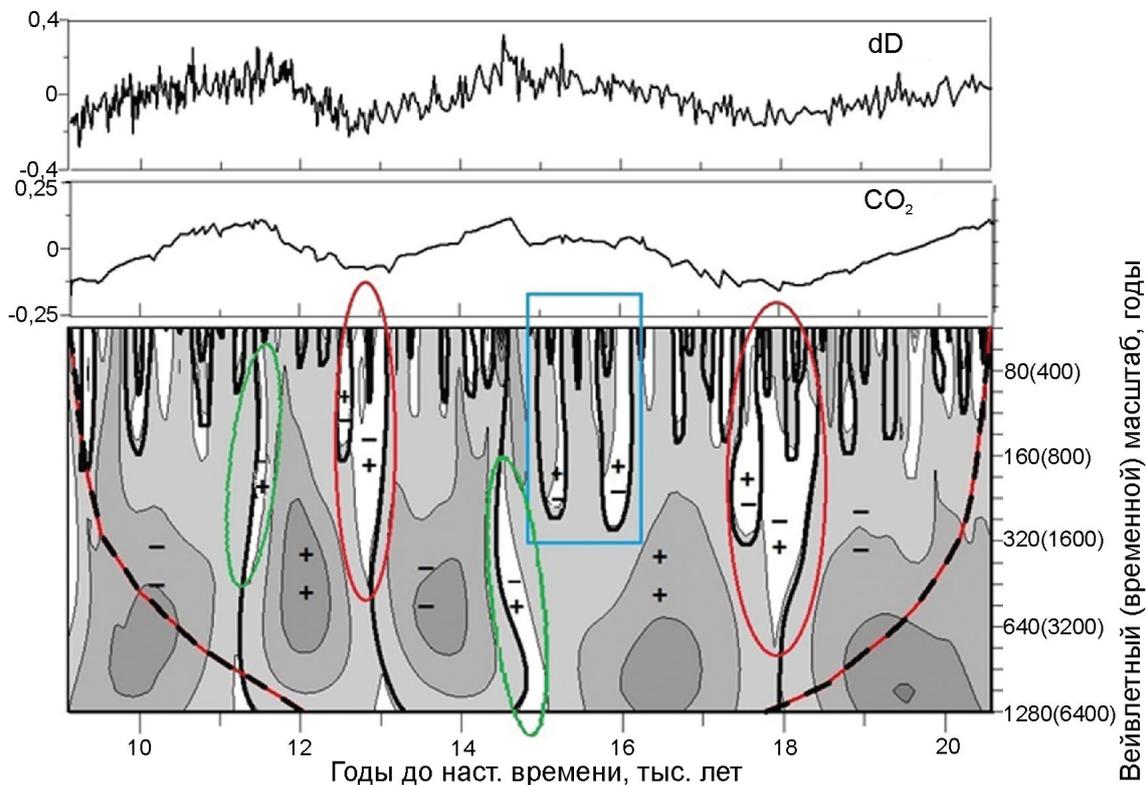


Рис. 4. То же самое, что на рис. 3, но для рядов dD и CO_2
Fig. 4. The same that in Fig. 3, but for time series dD and CO_2

ширная серая область в масштабах примерно 160 (800) лет. Она помечена значком $-$, т.е. соответствует похолоданию раннего дриаса. Заканчивается эта область примерно за 13 тыс. лет до настоящего времени.

В больших вейвлетных (временных) масштабах от менее чем 1280 (6400) лет и до почти 320 (1600) лет третья обширная серая область сразу переходит в четвертую обширную серую область, знаменующую собой потепление от раннего дриаса к голоцену. Этот переход обозначен жирной чёрной изолинией, практически совпадающей с тонкой чёрной изолинией. В этих масштабах оба ряда — ATS и CO_2 — одновременно меняют свои локальные тренды с отрицательных на положительные. Что касается вейвлетных (временных) масштабов 320 (1600) лет и менее, то в их пределах третья серая область ограничена слева белой областью (выделена зелёным овалом на рис. 3). Ширина появившейся белой области достигает примерно 300 лет, т.е. она явно больше взаимной точности временных шкал рядов ATS и CO_2 . Правый край этой белой полосы оконтурен тонкой чёр-

ной изолинией. Это, а также значок $+$, показывают, что переход от пика похолодания в раннем дриасе к голоцену начинался с ряда CO_2 , так же, как происходил переход от максимума последнего оледенения к потеплению бёллинг—аллерёда. Наконец, в самой крайней правой части картины $CROSSWT$ на рис. 3, которая ещё не искажена боковым эффектом вейвлетного преобразования, видно окончание четвертой серой области положительными локальными трендами в рядах ATS и CO_2 к довольно узкой белой области. Время этого окончания варьирует в пределах 11–11,8 тыс. лет до настоящего времени в зависимости от масштаба. Значок $+$ и тонкая чёрная изолиния на правом краю белой полосы указывают, что в голоцене началось похолодание. Как и при переходе к раннему дриасу, в этом похолодании лидировал ряд ATS .

На рис. 4 показана картина $CROSSWT$ рядов dD и CO_2 . Она выглядит очень похожей с картиной $CROSSWT$ рядов ATS и CO_2 на рис. 3. Обе картины имеют практически все ранее обсуждённые обширные серые области и более узкие белые полосы. Разница только в том, что ширина

(продолжительности во времени) белых полос, оконтуренных справа жирными чёрными изолиниями, увеличилась на картине *CROSSWT*, показанной на рис. 4, по сравнению с аналогичными полосами на картине *CROSSWT* рис. 3. Соответственно ширина белых полос, оконтуренных справа тонкими чёрными изолиниями, уменьшилась. Это — очевидное следствие того факта, что временная шкала ряда dD опережает временную шкалу ряда ATS на 80–160 лет, о чём отмечалось в начале данного раздела статьи.

Заключение

Усовершенствован метод кроссвейвлетного сравнения пар палеоклиматических временных рядов. Этот метод применён к недавно опубликованным рядам, построенным по анализам антарктических ледниковых кернов и характеризующим вариации средней глобальной приземной температуры воздуха и концентрации CO₂ в атмосфере во временном интервале между максимумом последнего оледенения и голоценом. В результате более точно оценены временное разрешение и взаимная точность временных

шкал рассмотренных рядов. С учётом полученных оценок временного разрешения и точности рядов установлено, что в диапазоне временных масштабов 3200–800 лет при всех переходах к потеплению лидировал ряд CO₂, а при всех переходах к похолоданию — температура. Точности рядов оказались недостаточны для выявления соотношения лидирования — запаздывания в трендах температуры и концентрации CO₂ во временных масштабах менее 800 лет.

Благодарности. Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант № 15-05-00510). Она была доложена на Российско-французском семинаре «Ледниковые архивы данных о климате и окружающей среде» в Санкт-Петербурге (6–9 мая 2015 г.). Авторы благодарят Д. Райно (г. Гренобль, Франция) за внимание к их работе.

Acknowledgements. This was performed owing to financial support of the Russian Foundation for Basic Researches (grant № 15-05-00510). It had been presented at the Russian-French workshop (seminar) «Glacial archives of data on the climate and environment» (Sankt-Petersburg, 6–9 of May, 2015). Authors thank Dr. D. Raynaud (Grenoble, France) for his kind attention given to this work.

Литература

1. Tan I., Storelmo T., Zelinka M.D. Observational constraints on mixed-phase clouds imply higher climate sensitivity // *Science*. 2016. V. 352. P. 224–227.
2. Martinez-Boti M.A., Foster G.L., Chalk T.B., Rohling E.J., Sexton P.F., Lunt D.J., Pancost D.J. Plio-Pleistocene climate sensitivity evaluated using high-resolution CO₂ records // *Nature*. 2015. V. 518. P. 49–54.
3. Rohde R., Muller R.A., Jacobsen R., Nuller E., Perlmutter S., Rosenfeld A., Wurtele J., Groom D., Wickham C. A new estimate of the average Earth surface land temperature spanning 1753 to 2011 // *Geoinformatics & Geostatistics: An Overview*. 2013. 1:1. doi:10.4172/2327-4581.1000101.
4. Caillon N., Severinghaus J.P., Jouzel J., Barnola J.-M., Kang J., Lipenkov V.Y. Timing of Atmospheric CO₂ and Antarctic Temperature Changes Across Termination III // *Science*. 2003. V. 299. P. 1728–1731.
5. Luethi D., Le Floch M., Bereiter B., Bluner T., Barnola J.-M., Siegenthaler U., Raynaud D., Jouzel J., Fischer H., Kawamura K., Stocker T. High-resolution carbon dioxide concentration record 650,000–800,000 years before present // *Nature*. 2008. V. 453. P. 379–382.

References

1. Tan I., Storelmo T., Zelinka M.D. Observational constraints on mixed-phase clouds imply higher climate sensitivity. *Science*. 2016, 352: 224–227.
2. Martinez-Boti M.A., Foster G.L., Chalk T.B., Rohling E.J., Sexton P.F., Lunt D.J., Pancost D.J. Plio-Pleistocene climate sensitivity evaluated using high-resolution CO₂ records. *Nature*. 2015, 518: 49–54.
3. Rohde R., Muller R.A., Jacobsen R., Nuller E., Perlmutter S., Rosenfeld A., Wurtele J., Groom D., Wickham C. A new estimate of the average Earth surface land temperature spanning 1753 to 2011. *Geoinformatics & Geostatistics: An Overview*. 2013. 1:1. doi:10.4172/2327-4581.1000101.
4. Caillon N., Severinghaus J.P., Jouzel J., Barnola J.-M., Kang J., Lipenkov V.Y. Timing of Atmospheric CO₂ and Antarctic Temperature Changes Across Termination III. *Science*. 2003, 299: 1728–1731.
5. Luethi D., Le Floch M., Bereiter B., Bluner T., Barnola J.-M., Siegenthaler U., Raynaud D., Jouzel J., Fischer H., Kawamura K., Stocker T. High-resolution carbon dioxide concentration record 650,000–800,000 years before present. *Nature*. 2008, 453: 379–382.

6. *Petit R., Jouzel J., Raynaud D., Barkov N.I., Barnola J.-M., Basile I., Bender M., Chappellaz J., 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.
7. *Вакуленко Н.В., Котляков В.М., Монин А.С., Сонечкин Д.М.* Доказательства ведущей роли вариаций температуры по отношению к вариациям концентрации парниковых газов по данным ледяного ядра со станции «Восток» // *ДАН*. 2004. Т. 397. № 5. С. 663–667.
8. *Humlum O., Stordahl K., Solheim J.-E.* The phase relation between atmospheric carbon dioxide and global temperature // *Global Planetary Change*. 2013. V. 100. P. 51–69.
9. *Masters T., Benestad R.* Comment on Phase relation between atmospheric carbon dioxide and global temperature // *Global Planetary Change*. 2013. V. 106. P. 141–142.
10. *Richardson M.* Comment on the phase relation between atmospheric carbon dioxide and global temperature by Humlum, Stordahl and Solheim // *Global and Planetary Change*. 2013. V. 107. P. 226–228.
11. *Parrenin F., Masson Delmotte V., Koeler P., Raynaud D., Paillard D., Schwander J., Barbante C., Landais A., Wegner A., Jouzel J.* Synchronous change of atmospheric CO₂ and Antarctic temperature during the last deglacial warming // *Science*. 2013. V. 339. P. 1060–1063.
12. *Torrence C., Compo G.P.* A practical guide to wavelet analysis // *Bull. Amer. Meteorol. Soc.* 1998. V. 79. № 1. P. 61–78.
13. *Grinsted A., Moore J.C., Jevrejeva S.* Application of the cross wavelet transform and wavelet coherence to geophysical time series // *Nonlinear Processes in Geophysics*. 2004. № 11. P. 561–566.
14. *Сонечкин Д.М., Броевский Р., Иващенко Н.Н., Якубяк Б.* Пространственно-временной скейлинг полей приземной температуры воздуха // *Метеорология и гидрология*. 2005. № 7. С. 18–25.
15. *Вакуленко Н.В., Котляков В.М., Сонечкин Д.М.* О соотношениях лидирования – запаздывания между атмосферными трендами температуры и концентрации углекислого газа в период плиоцена // *ДАН*. 2016. Т. 467. № 6. С. 709–712.
6. *Petit R., Jouzel J., Raynaud D., Barkov N.I., Barnola J.-M., Basile I., Bender M., Chappellaz J., 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, 399: 429–436.
7. *Vakulenko N.V., Kotlyakov V.M., Monin A.S., Sonechkin D.M.* Proofs of leader role of temperature variations to the variations on greenhouse gases according to the ice core data from Vostok Station. *Doklady Akademii Nauk*. Proc. of the Academy of Sciences. 2004, 397 (5): 663–667. [In Russian].
8. *Humlum O., Stordahl K., Solheim J.-E.* The phase relation between atmospheric carbon dioxide and global temperature. *Global Planetary Change*. 2013, 100: 51–69.
9. *Masters T., Benestad R.* Comment on phase relation between atmospheric carbon dioxide and global temperature. *Global Planetary Change*. 2013, 106: 141–142.
10. *Richardson M.* Comment on the phase relation between atmospheric carbon dioxide and global temperature by Humlum, Stordahl and Solheim // *Global and Planetary Change*. 2013, 107: 226–228.
11. *Parrenin F., Masson Delmotte V., Koeler P., Raynaud D., Paillard D., Schwander J., Barbante C., Landais A., Wegner A., Jouzel J.* Synchronous change of atmospheric CO₂ and Antarctic temperature during the last deglacial warming. *Science*. 2013, 339: 1060–1063.
12. *Torrence C., Compo G.P.* A practical guide to wavelet analysis. *Bull. Amer. Meteorol. Soc.* 1998, 79 (1): 61–78.
13. *Grinsted A., Moore J.C., Jevrejeva S.* Application of the cross wavelet transform and wavelet coherence to geophysical time series. *Nonlinear Processes in Geophysics*. 2004, 11: 561–566.
14. *Sonechkin D.M., Broevsky R., Ivashchenko N.N., Yakubyak B.* Spatial-temporal scaling of surface air temperature fields. *Meteorologiya i gidrologiya*. Meteorology and Hydrology. 2005, 7: 18–25. [In Russian].
15. *Vakulenko N.V., Kotlyakov V.M., Sonechkin D.M.* Correlation of leading – delay between atmospheric trends and concentrations of carbon dioxide during Pliocene. *Doklady Akademii Nauk*. Proc. of the Academy of Sciences. 2016, 467 (6): 709–712. [In Russian].

Прикладные проблемы

УДК 628.165:551.322

doi:10.15356/2076-6734-2016-4-545-554

К расчёту опреснения минерализованного пористого льда при таянии

© 2016 г. А.В. Сосновский¹, И.И. Конторович²¹Институт географии РАН, Москва, Россия;²ВНИИ гидротехники и мелиорации имени А.Н. Костякова, Волгоград, Россия¹alexandr_sosnovskiy@mail.ru

The calculation of desalination of mineralized porous ice at thawing

A.V. Sosnovsky¹, I.I. Kontorovich²¹Institute of Geography, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia;²All-Russian Research Institute for Hydraulic Engineering and Land Reclamation named after A.N. Kostyakova, Volgograd, Russia¹alexandr_sosnovskiy@mail.ru

Received March 4, 2016

Accepted September 5, 2016

Keywords: *desalination, diffusion coefficient, mineralized water, porous ice.*

Summary

The results obtained in this work demonstrate that dynamics of desalination of porous ice depends on a mobility of ions of salts, and the mobility is determined by the diffusion coefficient. The ice was made by freezing of mineralized water of different chemical composition. Model calculations of average mineralization of the porous ice at its thawing were made, and the ion concentrations of different salts were defined. Values of the diffusion coefficients of the salt ions in the film of brine ice pellets were obtained by means of comparison of results of measurements and calculations of dynamics of content of the salt ions in a porous ice at its thawing. The diffusion coefficient of ions Na^+ , Cl^- , SO_4^{2-} is by order of magnitude larger than that of Ca^{2+} and by two orders of magnitude than HCO_3^- . This results in that the content of ions Na^+ , Cl^- , SO_4^{2-} decreases in porous ice at its thawing 3 times faster than the content of the ions Ca^{2+} . Basing on analysis of chemical composition of drainage water in some regions in Russia a possibility to desalinate the porous ice formed during the winter sprinkling is demonstrated.

Поступила 4 марта 2016 г.

Принята к печати 5 сентября 2016 г.

Ключевые слова: *коэффициент диффузии, минерализованная вода, опреснение, пористый лёд.*

Рассмотрена динамика опреснения пористого льда, намороженного из минерализованной воды разного химического состава. Выполнены модельные расчёты минерализации пористого льда при таянии и концентрации в нём ионов различных солей. Путём сравнения измеренной динамики содержания ионов солей в пористом льду при таянии и расчётов определены коэффициенты диффузии ионов солей в плёнке «рассола» ледяных гранул. На основе анализа химического состава дренажных вод в некоторых районах России показана возможность применения опреснения пористого льда, образованного при зимнем дождевании.

Введение

Рациональное использование водных ресурсов и защита их от загрязнения относятся к категории основных проблем устойчивого развития территорий. В декабре 2003 г. Генеральная ассамблея ООН объявила 2005–2015 гг. Международным десятилетием действий «Вода для жизни». Потребность в воде постоянно растёт. Это обусловлено ростом населения, изменениями в потреблении продовольствия, необходимостью обеспечения растущих потребностей в

энергии. Потребление пресной воды за последнее полвека увеличилось втрое. Растущий дефицит пресной воды и ухудшение её качества в результате техногенного загрязнения приводят к экономическим и социальным проблемам. Один из путей решения проблемы дефицита пресной воды и защиты природных вод от загрязнения — её опреснение. Однако промышленные способы опреснения требуют больших капитальных и энергетических затрат. Как правило, они применяются для питьевого водоснабжения. Известные в настоящее время способы очистки и

опреснения природных и техногенных вод неэффективны для деминерализации и очистки больших объёмов промышленных, сельскохозяйственных и бытовых сточных вод ввиду высокой себестоимости опреснённой воды, больших капитальных и энергетических затрат, необходимости предварительной очистки воды от нерастворимых примесей.

Способы опреснения, основанные на использовании возобновляемых видов природной энергии, в частности солнечной радиации и ветра, имеют небольшую производительность из-за рассредоточенности такой энергии в пространстве и трудностей её концентрации [1, 2]. Проблема концентрации энергии возникала и в случае использования природного холода для опреснения солёных вод [3]. Однако с разработкой высокопроизводительного метода зимнего дождевания для ускоренного создания многометровых массивов пористого льда появилась возможность эффективного использования запасов холода приземного слоя атмосферы.

Зимнее дождевание реализует процесс факельного льдообразования, при котором основной теплообмен переносится с плоскости намораживания в капельный факел. В результате капли воды частично замерзают в воздухе и при падении на землю формируют массив пористого льда. В результате процессов метаморфизма пористый лёд преобразуется в материал, по структуре соответствующий естественному фирну ледников и поэтому названный искусственным фирном по аналогии с искусственным снегом, который производится при работе снежных пушек. В случае управления процессом факельного льдообразования возможно формирование монолитного льда.

В настоящее время метод зимнего дождевания, включённый в нормативные документы (ВСН 137–89), широко используется для намораживания ледовых переправ. В работе [4] рассмотрены особенности применения зимнего дождевания для опреснения солёных вод. Опреснение минерализованной воды способом зимнего дождевания основано на использовании энергии природного холода и эффекта разделения замерзающей минерализованной воды на пресные кристаллы и «рассол». Первые лабораторные эксперименты позволили установить эффективность применения пористого

льда для очистки и опреснения минерализованных вод [5]. Дальнейшие полупроизводственные эксперименты [6, 7] показали, что ещё на стадии формирования массива пористого льда его минерализация на порядок меньше исходной минерализованной воды. Остаток солей вымывается при таянии. При этом динамика выхода разных солей при таянии пористого льда значительно отличается, поэтому для расчёта опреснения вод различного минерального состава следует рассчитывать динамику выхода разных солей. Цель работы – определить параметры солеобмена при таянии пористого льда для оценки динамики опреснения массивов пористого льда разного химического состава.

Экспериментальные исследования по опреснению пористого льда

Для установления закономерностей процесса опреснения пористого льда, проверки теоретических положений, оценки влияния различных факторов на интенсивность опреснения были проведены лабораторные и полевые экспериментальные исследования. Лабораторные эксперименты дополнялись полевыми с применением дождевальной техники, в ходе которых сложно учесть всё разнообразие условий опреснения пористого льда, среди которых – очистка и опреснение от растворённой органики и микроэлементов, учёт разной интенсивности таяния и т.п. В лабораторных условиях применение мелкодроблёного льда как аналога пористого позволило уменьшить минерализацию воды в 10–100 раз [8]. В экспериментах с водопроводной водой с минерализацией 0,24 г/л последние порции талого стока имели минерализацию менее 0,001 г/л. Хотя мелкодроблёный лёд отличается от искусственного фирна, но закономерности фильтрации талой воды, которая перемещается по поверхности ледяных гранул, и процесс солеобмена талой воды с плёнкой рассола сохраняются.

В целях отработки технологии применения метода факельного намораживания для опреснения и очистки загрязнённых минерализованных вод в феврале–марте 1991 г. были проведены экспериментальные исследования со сбросными водами Балаковской АЭС. Одна из целей экспериментов – исследование динамики

Таблица 1. Химический состав замораживаемой воды и образцов пористого льда, мг/л

Ионы	Вода*	Намороженный пористый лёд
HCO_3^-	114,0/8; 9	21,2
Cl^-	397,6/86; 733	34,3
SO_4^{2-}	3379,0/103; 1302	255,6
Ca^{2+}	204,0/35; 61	20,3
Mg^{2+}	47,4/48; 75	5,4
Na^+	1580,0/103; 900	121,4
K^+	26,9/43; 308	2,7
Сумма ионов	5749,2/79; 284	460,9

*В числителе – содержание ионов в замораживаемой воде; в знаменателе – уменьшение концентрации ионов солей в пористом льду (в разы) относительно их концентрации в замораживаемой воде при таянии 24 и 50% объёма пористого льда соответственно.

ки деминерализации намороженного пористого льда и выхода ионов различных солей. Намораживание проводилось дождевальная установка «Град-1». Минерализация исходной воды составляла 5,75 г/л, а температура её замерзания была $-0,3$ °С. Общая минерализация исходной воды и талого стока определялась по электропроводности с помощью кондуктометра и контролировалась по сумме ионов. Результаты измерений химического состава исходной воды и образцов пористого льда [6] даны в табл. 1. Из приведённых в ней данных видно, что суммарная минерализация пористого льда, намороженного факельным методом в указанных ранее условиях, в среднем на порядок меньше, чем исходной воды. Примерно в такой же пропорции уменьшилось и содержание анализируемых ионов. Исключение – гидрокарбонатный ион, относительная концентрация которого в пористом льду приблизительно в 5 раз меньше, чем в исходной воде. Зависимость относительной концентрации ионов солей в пористом льду при таянии от его относительной массы показана на рис. 1. Для ионов Cl^- , SO_4^{2-} и Na^+ экспериментальные значения их относительной концентрации практически совпадают. Близкие результаты получены в работе [9] при зимнем дождевании и формировании массива пористого льда на берегу оз. Сарпа Светлоярского района Волгоградской области.

Экспериментальные значения относительной концентрации ионов солей при таянии до 30% объёма пористого льда снижаются в

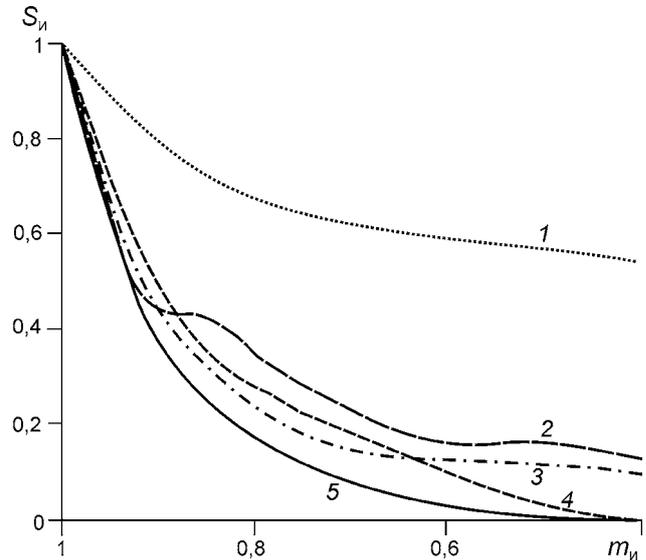


Рис. 1. Зависимость относительной концентрации ионов солей $S_{и}$ пористого льда от его относительной массы при таянии $m_{и}$:

1 – HCO_3^- ; 2 – Ca^{2+} ; 3 – Mg^{2+} ; 4 – K^+ ; 5 – Cl^- , SO_4^{2-} , Na^+

Fig. 1. Dependence of the relative concentration of salt ions $S_{и}$ and of porous ice to its relative weight under thawing $m_{и}$:

1 – HCO_3^- ; 2 – Ca^{2+} ; 3 – Mg^{2+} ; 4 – K^+ ; 5 – Cl^- , SO_4^{2-} , Na^+

5–10 раз (за исключением иона HCO_3^-). Результаты измерений показали, что динамика обессоливания пористого льда по отдельным ионам может значительно различаться. Так, ионы Na^+ , Cl^- и SO_4^{2-} вымываются интенсивнее ионов Mg^{2+} , K^+ и Ca^{2+} . Наименьшая интенсивность выхода у гидрокарбонатного иона, концентрация которого в пористом льду при таянии снижается всего в 2 раза. Последнее обстоятельство объясняется спецификой поведения иона HCO_3^- . Он вымывается из пористого льда значительно медленнее по сравнению с другими ионами. Так, в первой порции талой воды концентрация гидрокарбонатного иона в 2,7 раза выше, чем в исходном пористом льду, тогда как содержание других ионов больше примерно в 7 раз.

Анализ химического состава проб показал, что интенсивность вымывания ионов с талым стоком имеет следующую закономерность. Наибольшую интенсивность вымывания имеют ионы SO_4^{2-} , Cl^- и Na^+ , а наименьшую (за исключением HCO_3^-) – Ca^{2+} . Аналогичная закономерность без анализа гидрокарбонатного иона отмечена для ультрапресных вод, образующихся при таянии снежного покрова на полярных

ледниках [10]. Она соответствует геохимической классификации элементов по особенностям их водной миграции [11]. Подвижность ионов определяется значением коэффициента диффузии. В процессе стока химический состав первых порций талой воды меняется в сторону повышения относительных концентраций более подвижных ионов. После выхода преобладающего количества этих ионов наблюдается обратная картина – начинают доминировать менее подвижные ионы.

В табл. 1 показано уменьшение концентрации ионов солей в пористом льду (относительно их концентрации в намораживаемой воде) при таянии 24 и 50% начального объёма пористого льда. Так, при таянии 24% объёма пористого льда содержание ионов солей SO_4^{2-} и Na^+ уменьшается в 103 раза относительно их содержания в намораживаемой минерализованной воде, тогда как для иона HCO_3^- концентрация уменьшается только в 8 раз. Из табл. 1 видно, что при таянии от 24 до 50% объёма пористого льда концентрация иона HCO_3^- уменьшается во льду в 8–9 раз, тогда как для ионов SO_4^{2-} , Cl^- и Na^+ концентрация солей снижается от 86–103 до 733–1302 раза.

Расчёт опреснения пористого льда

В работе [4] для расчёта деминерализации небольших образцов пористого льда получена формула снижения относительной минерализации массива пористого льда в процессе таяния в зависимости от его относительного объёма. Для расчёта динамики опреснения небольших образцов пористого льда при таянии выполнено математическое моделирование [12]. При этом предполагалось, что плёночный «рассол» разбавляется талой водой и за счёт этого снижается минерализация массива при таянии. В результате была получена формула для расчёта относительной минерализации небольших образцов пористого льда при таянии в зависимости от его относительной массы:

$$S_r = m_r^{(1-f)/f}, \quad (1)$$

где S_r – отношение текущей минерализации массива пористого льда к начальной минерализации; m_r – отношение текущего объёма массива

пористого льда к его начальному объёму; f – влажность пористого льда при таянии.

Сравнение результатов расчётов по этой формуле с экспериментальными данными, выполненное в работах [5, 6], показало, что формула (1) хорошо описывает динамику процесса деминерализации небольших образцов пористого льда. При расчётах по этой формуле учитывается только влажность массива пористого льда при таянии. Однако отсутствие в ней характеристик процесса таяния, структуры льда и параметров ледяного массива затрудняет её применение для оценки выхода пресной воды в различных природно-климатических условиях.

Для учёта других параметров рассмотрена модель с фильтрацией талой воды, массообменом между солёным рассолом, заключённым в водной плёнке и в шейках контакта на границе ледяных гранул и талой водой [12]. При таянии ледяного массива происходят солеобмен между фильтрующейся талой водой и связанным плёночным «рассолом», покрывающим ледяные гранулы, а также перераспределение минерализации массива пористого льда по высоте и его деминерализация. Для расчёта этого процесса и оценки влияния различных параметров на деминерализацию пористого льда при таянии разработана математическая модель и выполнено численное моделирование процесса при следующих предположениях: массив пористого льда состоит из сферических ледяных гранул одинакового размера; связанный рассол находится в виде плёночной влаги; в ходе таяния размер капель в массиве не меняется; таяние массива происходит с поверхности; влажность пористого льда принимается постоянной; задача предполагается изотермической; лёд и рассол находятся в состоянии термодинамического равновесия [12].

Исследования, проведённые Де-Кервеном [13], показали, что в снегу с размером зёрен 2 мм большая часть потока талой воды проходит через водную плёнку, которой покрыты ледяные зёрна. Поэтому предполагалось, что вся талая вода перемещается по поверхности ледяных гранул с плёнкой рассола, что реализуется при небольшой интенсивности таяния и, как правило, в начальный его период, наиболее важный для эффективного распреснения ледяного массива.

В результате решения уравнения массообмена плёнки рассола с фильтрующейся водой, опи-

сывающего изменение количества солей в плён-
ке в связи с их диффузией в фильтрующую воду,
получена зависимость для расчёта минерализа-
ции плёнки рассола S_p :

$$S_p = S_w + (S_{p0} - S_w)\exp(-C_1\tau), \quad (2)$$

где S_w – минерализация фильтрующей воды;
 S_{p0} – начальная солёность рассола; τ – время;
 $C_1 = 3(1 + C_f\rho_l/\rho_p)^{2/3}D_cK_p/(C_f\rho_lR_l)$; D_c – коэф-
фициент солеотдачи; $C_f = (1 - f)/f$; f – влажность
пористого льда; R_l – радиус ледяной гранулы;
 ρ_p – плотность рассола; ρ_l – плотность льда;
 $K_p \approx 0,68$ – коэффициент, учитывающий нерав-
номерность распределения минерализации по
толщине плёнки рассола и изменение площади
плёнки рассола, обусловленный существовани-
ем шейки контакта рассола с соседними ледяны-
ми гранулами.

Коэффициент солеотдачи D_c рассчитывается
по следующей формуле [14]:

$$D_c = Sh \cdot D_d / (2R_p),$$

где Sh – число Шервуда, равно $2 + 0,6Sc^{1/3} \cdot Re^{1/2}$;
 Sc – число Шмидта, равно $\nu_{вд}/D_d$; Re – число
Рейнольдса, равно $\nu 2R_p/\nu_{вд}$; ν – скорость движе-
ния талой воды, зависящая от её расхода; $\nu_{вд}$ –
кинематическая вязкость воды; D_d – коэффици-
ент диффузии соли; R_p – радиус ледяной грану-
лы с плёнкой рассола.

Зависимость (2) использована при числен-
ном моделировании солеобмена при таянии
массива пористого льда с его поверхности. Ме-
тодика расчёта такова. Толща пористого льда
разбивается по глубине на равные слои толщи-
ной $\Delta h_{л}$. Талая вода поступает с поверхности при
стаивании очередного слоя льда. Время взаи-
модействия каждого слоя льда с талой филь-
трующейся водой τ определяется по формуле
 $\tau = \Delta h_{л}/\nu$. В каждом ледяном слое рассчиты-
вается массообмен плёнки рассола с фильтрующей
водой по формуле (2) и определяются
минерализация плёнки рассола –

$$S_n^j \approx w_{n-1}^j + (S_n^{j-1} - w_{n-1}^j)\exp(-C_1\tau) \quad (3)$$

и фильтрующей воды –

$$w_n^j = w_{n-1}^j + (S_n^{j-1} - S_n^j)f\Delta h_{л}/\Delta h_{вд}. \quad (4)$$

В формулах (3) и (4) приняты следующие
обозначения: $\Delta h_{вд}$ – толщина слоя талой воды;
индексы j и n относятся к моменту времени и

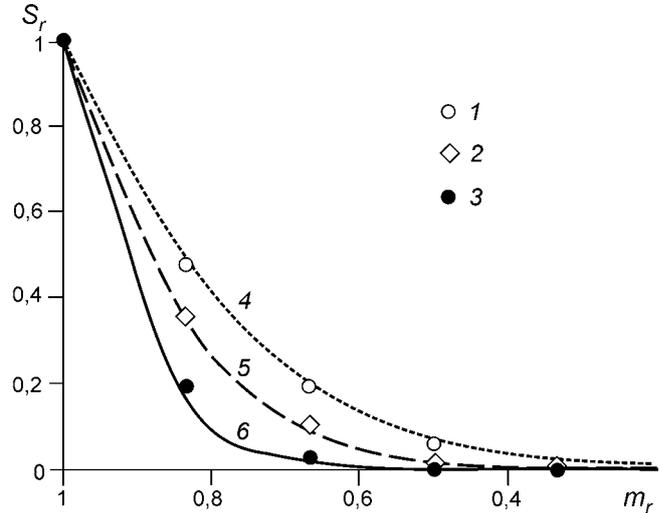


Рис. 2. Зависимость относительной минерализации
пористого льда толщиной 30 см при таянии S_r от его
относительной массы m_r по данным расчётов:

1–3 – по формуле (1); 4–6 – расчёты по формуле (2) при
 $D_d = 0,8 \cdot 10^{-9}$ м²/с и влажности пористого льда: 1, 4 – 20%;
2, 5 – 15%; 3, 6 – 10%

Fig. 2. Relative mineralization of porous ice of 30 cm
thickness under melting S_r in comparison with its relative
weight m_r according to calculations:

1–3 – by the formula (1); 4–6 – calculations on the formula (2)
at $D_d = 0,8 \cdot 10^{-9}$ м²/s at humidity porous ice: 1, 4 – 20%
2, 5 – 15%; 3, 6 – 10%

номеру ледяного слоя соответственно; w_{n-1}^j –
минерализация талой воды, прошедшей через
 $n - 1$ -й ледяной слой, считая от дневной поверх-
ности ледяного массива. Через каждый момент
времени происходит стаивание очередного ледя-
ного слоя, и на момент времени j слой стаивания
в водном эквиваленте составляет $j\Delta h_{вд}$. В резуль-
тате на каждый момент времени получаем изме-
нение толщины ледяного массива и распределе-
ние минерализации по его глубине. Расчёты для
образцов пористого льда толщиной 30 см, радиу-
сом ледяной гранулы 0,75 мм при средней суточ-
ной температуре воздуха 5 °С по формуле (1) и
математической модели – формула (2) – пока-
зали хорошее совпадение при разной влажности
пористого льда и коэффициенте диффузии соли
NaCl $D_d = 0,8 \cdot 10^9$ м²/с (рис. 2). Разной солёности
пористого льда соответствует разная его влаж-
ность при таянии [8]. Влажность пористого льда
при таянии зависит от его солёности.

Для оценки применимости формулы (1) при
расчётах опреснения больших образцов пористо-
го льда использованы результаты исследований

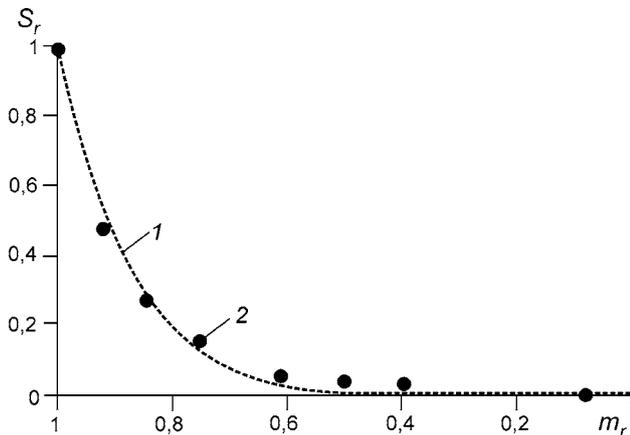


Рис. 3. Зависимость относительной минерализации S_r пористого льда, замороженного из сбросных вод АЭС с минерализацией 5,75 г/л, от его относительной массы m_r :

1 – расчёты по формуле (1) при влажности $f = 0,12$; 2 – экспериментальные значения

Fig. 3. Relative mineralization S_r of porous ice, frozen from wastewater of the NPP with a mineralization of 5.75 g/l, from its relative weight m_r :

1 – calculations by the formula (1) with a moisture content $f = 0,12$; 2 – the experimental values

по опреснению минерализованной воды шламотвалов Балаковской АЭС [6]. При начальной минерализации воды 5,75 г/л минерализация массива пористого льда составила 0,46 г/л (см. табл. 1). Минеральный состав воды представлен ионами разных солей. Для исследования динамики выхода солей из массива был взят образец массива толщиной 1,2 м. Сравнение расчётов по формуле (1) с данными экспериментальных исследований больших образцов пористого льда показало (рис. 3), что снижение средней минерализации массива хорошо описывается формулой (1), хотя динамика выхода разных солей при таянии массива различна. Это обусловлено преобладанием определённых солей в минерализованной воде.

Тренд экспериментальных значений относительной средней минерализации пористого льда от его массы (см. рис. 3) при таянии задаётся зависимостью $S_r = 0,9075m_r^{6,507}$, коэффициент корреляции $R^2 = 0,9821$, тогда как по формуле (1) эта зависимость имеет следующий вид: $S_r = m_r^{7,333}$. Таким образом, расчёты по формуле (1) для пористого льда показывают хорошее совпадение с данными экспериментов. Вместе с тем расчёты по модели – формула (2) – показывают значительное отличие от данных экс-

периментов для образцов льда толщиной более 30 см. При увеличении толщины пористого льда расчёты по модели дают значительный рост эффективности опреснения. Например, при увеличении толщины пористого льда с 0,2 до 1,0 м ($f = 0,25$, $R_{\text{л}} = 0,75$ мм) относительная минерализация пористого льда при расчётах по модели уменьшается в 3 раза. Такая высокая эффективность опреснения не соответствует данным экспериментов [6], которые хорошо описываются формулой (1) при толщине пористого льда 1,2 м. Одной из причин расхождения модельных расчётов с данными экспериментов может быть формирование каналов стока, по которым происходит фильтрация части талой воды. Известно, что в период активного таяния возможны образование каналов фильтрации в снежном покрове и спуск по ним талой воды [13]. Этот эффект отмечается в работах [15, 16].

Формирование каналов фильтрации и спуск по ним талой воды приводят к снижению доли талой воды, участвующей в солеобмене с плёнкой рассола. В результате вымывание остаточного рассола из массива пористого льда резко замедляется. Для оценки этого эффекта в работе [8] приведена методика учёта доли талой воды, участвующей в солеобмене. С ростом объёма таяния в солеобмене участвует всё меньшая часть талой воды. Для массива пористого льда толщиной 1,2 м при таянии 1/3 части объёма массива среднее значение доли талого стока, участвующего в солеобмене, составит около 60%, а при таянии всего массива в солеобмене участвует 1/3 часть талого стока. При учёте этого факта результаты расчётов по модели, как и по формуле (1), практически совпадают с данными экспериментов.

Таким образом, расчёты по формуле (1) для пористого льда данного минерального состава хорошо совпадают с данными экспериментов. Однако для минерализованных вод другого состава результаты расчётов по этой формуле могут отличаться от данных измерений. Это вызвано разной подвижностью ионов солей и соответственно разным коэффициентом диффузии. Результаты расчётов по модели – формула (2) – динамики выхода ионов солей из массива пористого льда при таянии для разных значений коэффициента диффузии и влажности пористого льда $f = 0,12$ приведены на рис. 4. Видно, что

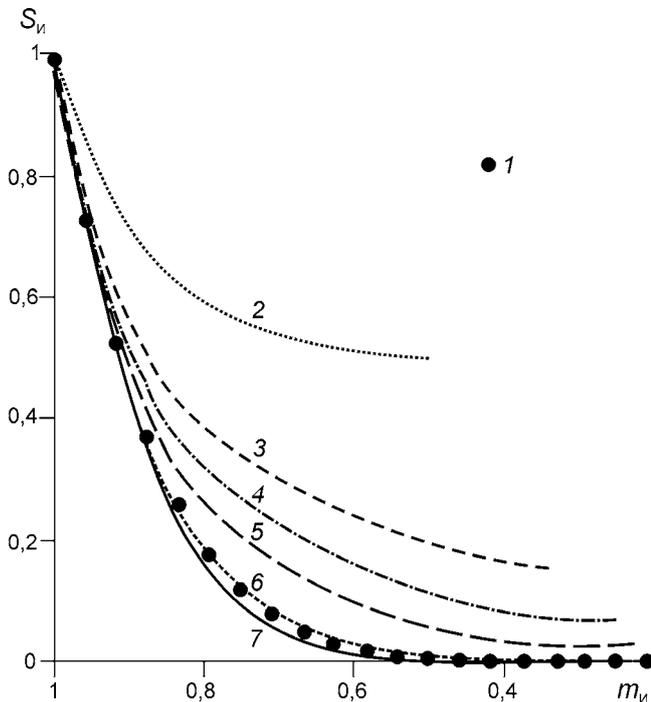


Рис. 4. Динамика опреснения по формуле (1) – I и минерализации пористого льда при таянии при коэффициенте диффузии $D_d = n \cdot 10^{-9}$, м²/с: n равно: 2 – 0,01; 3 – 0,05; 4 – 0,1; 5 – 0,2; 6 – 0,8; 7 – 0,24
Fig. 4. Dynamics of desalination by the formula (1) – I and mineralization of porous ice under thawing to the diffusion coefficient $D_d = n \cdot 10^{-9}$ м²/с: n equals to: 2 – 0.01; 3 – 0.05; 4 – 0.1; 5 – 0.2; 6 – 0.8; 7 – 0.24

расчёты по формуле (1) совпадают с расчётами по модели при значении коэффициента диффузии $D_d = 0,8 \cdot 10^{-9}$ м²/с. При $D_d = 0,01 \cdot 10^{-9}$ м²/с динамика выхода ионов солей на порядок ниже, чем при расчётах по формуле (1).

С целью определения значения коэффициента диффузии ионов солей в плёнке рассола на гранулах льда была сопоставлена динамика минерализации массива пористого льда при таянии для разных ионов солей по данным измерений и результатам расчётов по модели с учётом разных значений коэффициента диффузии (рис. 5). Расчёты проводились при влажности пористого льда при таянии 12%, диаметре ледяных гранул 1,5 мм, температуре воздуха 5 °С и интенсивности таяния 0,5 см/сутки на 1 °С. Таким образом, для ионов солей Ca²⁺ значения $D_d \approx 0,08 \cdot 10^{-9}$; для ионов K⁺ – $D_d \approx (0,1 \div 0,2) \cdot 10^{-9}$; для ионов Mg²⁺ – $D_d \approx (0,2 \div 0,4) \cdot 10^{-9}$. При этом при таянии более 40% объёма массива содержания иона Mg²⁺ не уменьшаются; для ионов Na⁺, Cl⁻ и SO₄²⁻ зна-

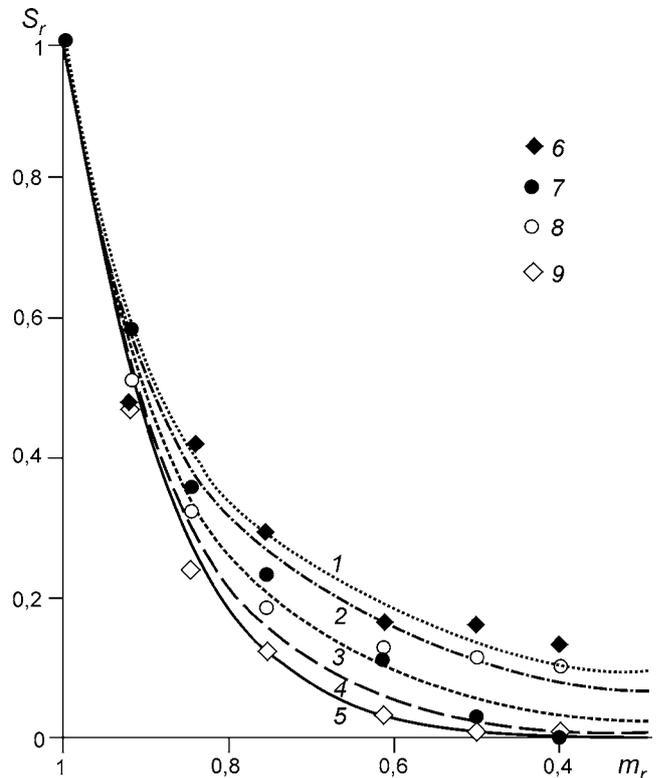


Рис. 5. Динамика опреснения при коэффициенте диффузии $D_d = n \cdot 10^{-9}$, м²/с: n равно: 1 – 0,08; 2 – 0,1; 3 – 0,2; 4 – 0,4; 5 – 0,8; для ионов: 6 – Ca²⁺; 7 – K⁺; 8 – Mg²⁺; 9 – Na⁺, Cl⁻, SO₄²⁻
Fig. 5. Dynamics of desalination under the diffusion coefficient $D_d = n \cdot 10^{-9}$ м²/с: n equals to: 1 – 0.08; 2 – 0.1; 3 – 0.2; 4 – 0.4; 5 – 0.8; for ions: 6 – Ca²⁺; 7 – K⁺; 8 – Mg²⁺; 9 – Na⁺, Cl⁻, SO₄²⁻

чение $D_d \approx 0,8 \cdot 10^{-9}$ м²/с. Для этого значения D_d результаты расчётов совпадают с расчётами по формуле (1). Наименее подвижные – гидрокарбонатные ионы HCO₃⁻, для которых значение $D_d \approx (0,005 \div 0,008) \cdot 10^{-9}$ м²/с. Небольшой выход ионов отдельных солей обусловлен их низкой концентраций в плёнке рассола в конце таяния. При таянии половины массива содержание отдельных ионов составило менее 0,05 г/л.

Возможность применения опреснения дренажных и дренажно-сбросных вод с оросительных систем методом зимнего дождевания в некоторых регионах России

Знание коэффициента диффузии ионов солей позволяет оценить эффективность опреснения методом зимнего дождевания для вод

Таблица 2. Химический состав дренажных и дренажно-сбросных вод с оросительных систем по регионам Российской Федерации*

Регион	Минерализация, г/л	Концентрация ионов (мг/л) и значение pH						pH
		HCO ₃ ⁻	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺ + K ⁺	
Алтайский край	0,3–2,2/0,5	128,0–492,7/182,6	28,0–456,2/66,5	61,5–884,2/148,4	44,0–107,0/56,2	10,7–70,0/21,7	22,0–696,7/101,2	7,6
Астраханская область	0,4–1,96/1,2	77,0–0,421/230,2	42,0–559,0/219,9	85,0–744,0/349,0	45,0–243,0/123,1	16,0–180,0/58,2	38,0–409,0/162,8	–
Волгоградская область	0,3–24,4/2,8	68,0–737,0/368,1	14,0–5285,0/402,2	20,0–13845,0/1201,8	12,0–920,0/139,6	5,0–1008,0/120,4	3,0–6110,0/585,7	6,7–9,4/7,9
Караево-Черкесская Республика	0,3–0,6/0,4	250,3–398,0/329,3	13,8–22,7/18,4	24,5–220,0/122,0	53,7–76,1/–	19,4–42,6/31,0	26,4–110,4/59,7	8,2
Липецкая область	0,4–0,7/0,5	220,0–360,0/288,2	18,0–42,0/27,7	43,0–115,0/64,2	64,0–132,0/96,0	11,0–34,0/16,7	7,0–15,0/12,0	7,6–7,9/7,7
Республика Калмыкия	1,2–10,6/6,7	224,0–395,0/313,5	297,0–3850,0/1601,0	432,0–4080,0/2438,0	40,0–750,0/412,5	126,0–570,0/365,0	211,0–2503,0/1276,7	7,0–8,0/7,8
Ростовская область	0,8–8,8/2,2	240,0–416,9/308,3	89,8–3905,7/377,8	452,0–1846,4/967,3	97,5–277,5/169,9	33,2–317,2/98,8	129,6–2412,1/441,7	7,6–8,1/7,8
Самарская область	0,3–0,4/0,3	128,0–205,0/153,0	36,0–58,0/42,0	38,0–98,0/68,0	48,0–68,0/61,0	9,0–20,0/14,0	6,0–40,0/16,0	7,3

*В числителе – пределы изменения показателя (min–max), в знаменателе – среднее значение показателя по региону. Значения показателей химического состава дренажных вод по Волгоградской области даны осреднёнными за общий период наблюдения с 1971 по 2002 г., по остальным регионам – за 2003 г.

разного минерального состава. В табл. 2 приведён химический состав дренажных и дренажно-сбросных вод с оросительных систем по регионам Российской Федерации [17, 18]. Из неё видно, что наибольшая минерализация этих вод характерна для Республики Калмыкия – 6,7 г/л, а также Волгоградской – 2,8 г/л, Ростовской – 2,2 г/л и Астраханской областей – 1,2 г/л. В остальных областях среднее значение минерализации меньше 1 г/л. Самые высокие значения минерализации – 24,4 г/л – отмечены в Волгоградской области. На эту же область приходится самые высокие значения малоподвижного иона HCO₃⁻, динамика выхода солей которого наименьшая. Однако его вклад в минеральный состав дренажных вод составляет 13%, что снижает его отрицательное влияние на эффективность применения метода зимнего дождевания для опреснения минерализованных вод. В большинстве указанных областей и республик зимние условия позволяют применять зимнее дождевание для опреснения минерализованных вод.

Выводы

Результаты исследований показали, что динамика опреснения пористого льда, намороженного из минерализованных вод разного химического состава, зависит от подвижности ионов солей, которая определяется коэффициентом диффузии. Выполнены модельные расчёты средней минерализации пористого льда при таянии и определены концентрации ионов различных солей. Сравнение измеренной динамики содержания ионов солей в пористом льду при таянии и результатов расчётов позволило определить значения коэффициентов диффузии ионов солей в плёнке рассола ледяных гранул. Коэффициент диффузии ионов Na⁺, Cl⁻, SO₄²⁻ на порядок больше чем Ca²⁺ и на два порядка чем HCO₃⁻. Это приводит к тому, что содержание ионов солей Na⁺, Cl⁻, SO₄²⁻ уменьшается в пористом льду при таянии в 3 раза быстрее, чем содержание ионов Ca²⁺. На основе химического анализа дренажных вод некоторых районов России показана возможность применения опреснения пористого льда, образованного при зимнем дождевании.

Благодарности. Работа выполнена при финансовой поддержке Программы Института географии РАН. 79. № 01201352477.

Acknowledgments. This work received financial support from the Institute of Geography RAS (Program. 79. № 01201352477).

Литература

1. Санин М.В. Использование ресурсов вод повышенной минерализации путем их опреснения. М.: Наука, 1988. 145 с.
2. Martel C. James. How freezing temperatures can be used for wastewater treatment // *Water Environment & Technology*. August 1998. V. 10. № 8. P. 50–53.
3. Сосновский А.В., Ходаков В.Г. Искусственное льдообразование в природных условиях для решения экологических проблем // МГИ. 1995. Вып. 79. С. 3–6.
4. Сосновский А.В. Особенности процесса опреснения соленых вод при факельном намораживании льда // МГИ. 1988. Вып. 61. С. 143–149.
5. Гохман В.В., Сосновский А.В., Ходаков В.Г. Эксперименты по опреснению пористого льда // МГИ. 1990. Вып. 69. С. 201–204.
6. Востокова Т.А., Гохман В.В., Сосновский А.В. Динамика выхода ионов при таянии пористого льда // МГИ. 1993. Вып. 76. С. 14–19.
7. Конторович И.И., Мариненко В.Е., Варламов Н.Е., Алимов А.Г., Брызгалин А.Д., Бальбеков Р.А. Применение метода зимнего дождевания для опреснения дренажного стока в условиях Нижнего Поволжья // Экологические основы орошаемого земледелия: Материалы Всерос. совещ. М.: изд. ВНИИГиМ, 1995. С. 262–273.
8. Сосновский А.В. Закономерности формирования и использования искусственных фирново-ледяных массивов: Дис. на соиск. уч. степ. д-ра геогр. наук. М.: Ин-т географии РАН, 2010. 301 с.
9. Конторович И.И. Технология опреснения дренажных вод методом зимнего дождевания // Современные проблемы мелиорации и пути их решения: Сб. науч. трудов. ВНИИГиМ: Т. 2. М.: изд. ВНИИГиМ, 1999. С. 183–199.
10. Архипов С.М., Евсеев А.В., Востокова Т.В. Преобразование геохимических характеристик снежного покрова в период абляции // МГИ. 1990. Вып. 70. С. 95–101.
11. Перельман А.И. Геохимия. М.: Высшая школа, 1989. 527 с.
12. Сосновский А.В. Численное моделирование массообмена при таянии минерализованного пористого льда // МГИ. 2003. Вып. 94. С. 71–74.

References

1. Sanin M.V. *Ispol'zovanie resursov vod povyshennoy mineralizatsii putem ikh opresneniya*. Utilization of resources of large salinity water by their desalination. Moscow: Nauka, 1988: 145 p. [In Russian].
2. Martel C. James. How freezing temperatures can be used for wastewater treatment. *Water Environment & Technology*. 1998: 10 (8): 50–53.
3. Sosnovskiy A.V., Khodakov V.G. Artificial ice formation in natural conditions for the solution of environmental problems. *Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovaniy*. Data of Glaciological Studies. 1995, 79: 3–6. [In Russian].
4. Sosnovskiy A.V. Features of the desalination process of salt water under flare freezing of ice. *Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovaniy*. Data of Glaciological Studies. 1988, 61: 143–149. [In Russian].
5. Gokhman V.V., Sosnovskiy A.V., Khodakov V.G. Experiments on desalination of porous ice. *Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovaniy*. Data of Glaciological Studies. 1990, 69: 201–204. [In Russian].
6. Vostokova T.A., Gokhman V.V., Sosnovskiy A.V. Dynamics of the ion yield at thawing of porous ice. *Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovaniy*. Data of Glaciological Studies. 1993, 76: 14–19. [In Russian].
7. Kontorovich I.I., Marinenko V.E., Varlamov N.E., Alimov A.G., Bryzgalin A.D., Bal'bekov R.A. Application of the method of winter irrigation to desalinate drainage flow conditions in the Lower Volga region. *Ekologicheskie osnovy oroshaemogo zemledeliya: Ecological base of irrigated agriculture*. Proc. of the All-Russia meeting. Moscow: VNIIGiM, 1995: 262–273. [In Russian].
8. Sosnovskiy A.V. *Zakonomernosti formirovaniya i ispol'zovaniya iskusstvennykh firново-ledyanykh massivov*. Peculiarities of formation and use of artificial firn-ice masses. PhD thesis. Institute of Geography, Russian Academy of Sciences. Moscow. 2010: 301 p. [In Russian].
9. Kontorovich I.I. The technology of desalination of drainage water by winter sprinkling. *Sovremennye problemy melioratsii i puti ikh resheniya*. Modern problems of reclamation and their solutions: Proc. of. VNIIGiM. V. 2. Moscow. 1999: 183–199. [In Russian].
10. Arkhipov S.M., Evseev A.V., Vostokova T.V. The transformation of geochemical characteristics of snow cover during ablation. *Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovaniy*. Data of Glaciological Studies. 1990, 70: 95–101. [In Russian].
11. Perel'man A.I. *Geokhimiya*. Geochemistry. Moscow: *Vysshaya shkola*. High School, 1989: 527 p. [In Russian].
12. Sosnovskiy A.V. Numerical simulation of mass transfer during the melting of mineralized porous ice. *Materialy*

13. Dynamics of snow and ice masses / Ed. by S.C. Colbeck. New York: Academic Press, 1980. 468 p.
14. Гребер Г., Эрк С., Григуль У. Основы учения о теплообмене. М.: Изд-во иностр. лит., 1958. 567 с.
15. Albert M.R. Some numerical experiments on firn ventilation with heat transfer // *Annals of Glaciology*. 1993. V. 18. P. 161–165.
16. Waldner P., Schneebeli M. Effect of snow structure on water flow and solute transport // *Hydrological Processes*. 2004. V. 18. P. 1271–1290.
17. Капустян А.С., Юченко Л.В., Старостина О.А. Качество дренажно-сбросных вод оросительных систем // *Современные проблемы мелиорации земель, пути и методы их решения*: Ч. 1. Новочеркасск: изд. ФГНУ «РосНИИПМ», 2003. С. 160–164.
18. Конторович И.И. Дренажный сток с оросительных систем Волгоградской области как объект утилизации // *Научно-производственное обеспечение развития комплексных мелиораций Прикаспия*. М.: Изд-во «Современные тетради», 2006. С. 195–212.
- Glyatsiologicheskikh Issledovaniy*. Data of Glaciological Studies. 2003, 94: 71–74. [In Russian].
13. Dynamics of snow and ice masses. Ed. by S.C. Colbeck. New York: Academic Press, 1980: 468 p.
14. Greber G., Erk S., Grigull U. *Osnovy ucheniya o teploobmene*. Fundamentals of heat transfer. Moscow: Publishing House of Foreign literary. 1958: 567 p. [In Russian].
15. Albert M.R. Some numerical experiments on firn ventilation with heat transfer. *Annals of Glaciology*. 1993, 18: 161–165.
16. Waldner P., Schneebeli M. Effect of snow structure on water flow and solute transport. *Hydrological Processes*. 2004, 18: 1271–1290.
17. Kapustyan A.S., Yushchenko L.V., Starostina O.A. The quality of drainage water irrigation systems // *Sovremennye problemy melioratsii zemel', puti i metody ikh resheniya*. Current problems of land reclamation, the ways and methods of their solutions. Pt. 1. Novocherkassk, 2003: 160–164.
18. Kontorovich I.I. Drain runoff from irrigation systems of Volgograd region as an object of utilization. *Nauchno-proizvodstvennoe obespechenie razvitiya kompleksnykh melioratsiy Prikaspiya*. Scientific-production software development of complex reclamation in Caspian. Moscow: Izd-vo Moscow: Publishing house «Sovremennye tetradi», 2006: 195–212. [In Russian].

Роль льда в «Белых олимпиадах»

© 2016 г. А.Ф. Ренкель

Москва, Россия
renkel_sima@mail.ru**Importance of ice for the «White Olympics»**

A.F. Renkel

Moscow, Russia
renkel_sima@mail.ru

Received March 19, 2016

Accepted July 7, 2016

Keywords: *Gold Medal, ice-cleaning machine, patent, trade mark, Winter Olympic Games.***Summary**

Organization of any winter Olympic game, often called as «White Olympics», requires interfacing between sports, technology and glaciology. History of the Olympic winter games and the Norwegian figure skater Sonia Henie, first and the only three-time Olympic champion (1928, 1932, 1936) in ladies figure skating, is presented in the article. Leaving the amateurish sport, Henie became a Hollywood star of the ballet on ice. She was introduced to the inventor Frank Zamboni, who created the ice re-surfacer (the ice-cleaning combine) to restore the ice on skating rinks. Using the combine by Henie during her tours in the United States served to advertise this machine, and the name Zamboni had become a trademark for machines «Zamboni».

*Поступила 19 марта 2016 г.**Принята к печати 7 июля 2016 г.***Ключевые слова:** *Зимние Олимпийские игры, золотая медаль, ледовый комбайн, патент, товарный знак.*

Всё, что связано с зимними Олимпиадами, находится на стыке областей спорта, технологии и гляциологии. В статье рассказана история Зимних Олимпийских игр и норвежской фигуристки Сони Хени – первой и единственной трёхкратной олимпийской чемпионки (1928, 1932, 1936 г.) в женском одиночном катании. Оставив любительский спорт, Хени стала звездой голливудского балета на льду. Её познакомили с изобретателем Фрэнком Замбони, создавшим ресурфейсер (ледовый комбайн) для восстановления льда на катках. Использование Хени комбайна при её гастрольных поездках по США послужило рекламой изобретению. Фамилия Замбони стала торговой маркой машин «Zamboni».

Коньки в жизни людей

Впервые в литературе о коньках упомянул Кентерберийский монах Стефаниус, который в 1174 г. создал «Хронику знатного города Лондона». Вот как описывал он зимние забавы: «Когда большое болото, омывающее с севера городской вал у Мурфильда, замерзает, целые группы молодых людей идут туда заниматься спортом на льду. Одни, шагая как можно шире, быстро скользят. Другие, более опытные в играх на льду, подвязывают к ногам берцовые кости животных и, держа в руках палки с острыми наконечниками, по временам отталкиваются ими ото льда и несутся с такой быстротой, как птица в воздухе или копьё, пущенное из баллисты...».

Первый конькобежный клуб открылся – это точно известно – в 1604 г. в шотландском городе Эдинбурге. Сохранились даже условия, обязательные для всякого конькобежца, который

намеревался стать членом клуба. При приёме в клуб абитуриенты сдавали экзамен: надо было проехать круг на одной ноге, перепрыгнуть через три шляпы, поставленные одна на другую, на большой скорости поднять шиллинг, лежащий на льду. В 1763 г. спортсмены туманного Альбиона провели первую международную товарищескую встречу с американскими скороходами.

Самое первое издание правил о коньках тоже вышло в Англии в 1772 г. Кроме правил, в нём были собраны методические советы начинающим конькобежцам и фигуристам. В наше время правила проведения соревнований в одиночном женском и мужском, парном, синхронном фигурном катании и спортивных танцах на льду определяет Международный союз конькобежцев (ИСУ) – федерация, управляющая коньковыми видами спорта. Союз организован в Схевенингене (Нидерланды) в 1892 г. Цель создания ИСУ – установить единые пра-

вила и нормативы для коньковых видов спорта и организовывать проведение международных соревнований. Первый чемпионат под своей эгидой ИСУ провёл в феврале 1896 г. в Санкт-Петербурге. С 1924 по 1992 г. Зимние Олимпийские игры проводились в те же годы, что и летние. С 1994 г. они проводятся со сдвигом в два года относительно летних Игр.

Зимние Олимпийские игры

Первые Зимние Олимпийские игры проводились с 25 января по 5 февраля 1924 г. в Шамони (Франция). Их программа предусматривала соревнования лыжников, скоростной бег на коньках, фигурное катание (одиночное мужское и женское, парное катание), а также хоккей и бобслей. Кроме того, проходили показательные состязания – лыжные гонки военных патрулей и матчи по кёрлингу. Всего разыгры-

валось 16 комплектов медалей, за которые боролись 258 спортсменов из 16 стран.

Вторые Зимние Олимпийские игры состоялись в Санкт-Морице (Швейцария) с 11 по 19 февраля 1928 г. В Играх участвовали 464 спортсмена из 25 стран, разыгрывалось 14 комплектов медалей.

Третьи Зимние Олимпийские игры были в Лейк-Плэсиде (США) с 4 по 15 февраля 1932 г. В них участвовали 252 спортсмена из 17 стран, было разыграно 14 комплектов наград.

Четвёртые Зимние Олимпийские игры проводились в германском Гармиш-Партенкирхене с 6 по 16 февраля 1936 г. Участвовали 646 спортсменов из 28 стран, разыгрывалось 17 комплектов наград.

На первых Зимних Олимпийских играх в женском одиночном катании выступили восемь участниц и в их числе – нескладная маленькая девочка Соня Хени из Норвегии, занявшая последнее место. В холодной Скандинавии этот вид спорта уже в XIX в. пользовался большим успехом. Многие элементы фигурного катания, вошедшие в обязательные программы, были изобретены скандинавскими фигуристами. Этим отличался многократный чемпион мира и Европы, олимпийский чемпион 1908 г. швед Ульрих Сальхов. Он впервые исполнил прыжок с полным оборотом в воздухе, который теперь носит его имя.

12-летняя Соня Хени (1912–1969) внимательно смотрела на лучшую фигуристку того времени – Херму Планк-Сабо из Австрии. Поражение пошло Соне на пользу. Во-первых, она с утроенным рвением продолжала тренироваться на катке, а во-вторых, не пропускала выступлений знаменитых балерин того времени, стараясь проникнуть в тайны их исполнения. Особенное впечатление на Соню произвела прославленная русская балерина Тамара Карсавина, жившая и выступавшая в Европе [1].

Уже через год после первой Зимней Олимпиады Соня Хени стала чемпионкой Норвегии. А в 1927 г. она впервые одержала победу на чемпионате мира, который тогда проходил в Осло. В восторге были и зрители, покорённые не только отточенным спортивным мастерством Сони Хени, но и её незаурядным артистическим дарованием и, конечно, обаянием. В 1927 г. Соня дебютировала в качестве киноактрисы, снявшись в нор-



Золотые медали вторых (а), третьих (б) и четвёртых (в) Зимних Олимпийских игр
Gold medals of the Second (a), Third (b) and Fourth (c) Winter Olympic Games



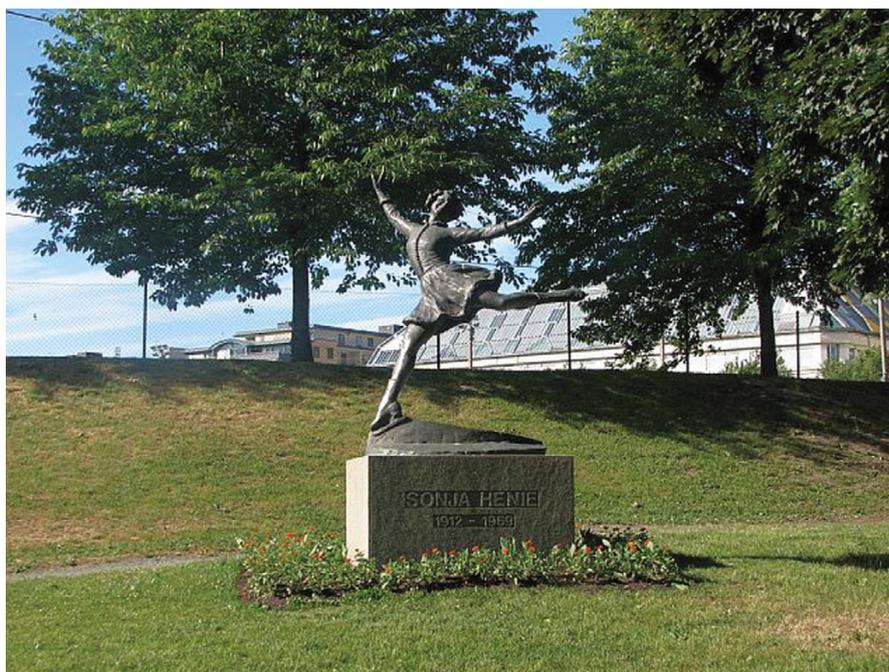
**Изображение Сони Хени на почтовой марке
Portrayal of Sonja Henie on the stamp**

вежской картине «Семь дней для Элизабет». Так началась фантастическая карьера норвежской фигуристки. Ей было суждено выиграть подряд десять чемпионатов мира – с 1927 по 1936 г., шесть чемпионатов Европы – с 1931 по 1936 г. и ещё дважды стать олимпийской чемпионкой.

Соня прославилась безукоризненным исполнением сложнейших фигур и прыжков на льду, а также великолепным умением управлять своими нервами. Правда, перед четвертыми Зимними Олимпийскими играми в германском Гар-

миш-Партенкирхене чуть было не разразился скандал. У Сони Хени нашлось немало завистников, которые добились того, что МОК всерьёз стал рассматривать возможность дисквалификации двукратной олимпийской чемпионки. Её обвиняли в нарушении условий Олимпийской хартии, гласившей, что участники игр не имеют права зарабатывать деньги посредством спорта. А Соня продолжала сниматься в кино, где, в том числе, демонстрировала своё великолепное мастерство на льду. Однако в ответ вся команда Норвегии, безусловный фаворит во всех зимних видах спорта, объявила, что бойкотирует Зимние Олимпийские игры, если из числа участников будет исключена Хени. Международному олимпийскому комитету пришлось отступить. А Соня Хени в третий раз стала олимпийской чемпионкой среди фигуристок. Лишь в 1970-х годах такой успех смогла повторить Ирина Роднина, правда, в парном катании.

В 1936 г. Соня Хени оставила любительский спорт. Получив предложение из Голливуда, она переехала в США, чтобы сниматься в кино. О том, что значило имя Сони Хени в то время, говорит хотя бы такой любопытный факт. Стоило ей мельком похвалить машину для заливки льда на катках, изобретённую Фрэнком Замбони, как



**У стадиона Фрогнер в Осло установлена бронзовая статуя в честь Сони Хени, делающей пируэт на льду
Bronze statue of Sonja Henie at the Stadium Frogner in Oslo**



Фрэнк Замбони, 1971 год
Frank Zamboni, 1971

тот сразу же стал получать заказы на своё изобретение со всего света. Да, самые заманчивые и перспективные технические решения до тех пор, пока они масштабно не внедряются, способны лишь удовлетворять тщеславие авторов или поражать воображение специалистов. Недаром же говорят, перефразируя известную поговорку: «Внедрение изобретения – всемоу делу венец».

Из собственного жизненного опыта Соня Хени знала, что высокий удел избранных – создавать то, чего не было раньше! И нет вещи, у колыбели которой не стояло бы изобретение, созданное человеком на его многотысячелетнем пути. Соня умилялась вопросу о том, кто создаёт новации, и шутилому ответу на него великого Эйнштейна: «Все знают, что это невозможно. Случайно находится один невежда, который этого не знает. Он-то и делает это изобретение».

Ледовый каток

Фрэнк Замбони (1901–1988) – изобретатель из США, известен как создатель ресурфейсера (ледового комбайна), служащего для восстановления льда на катках. До того, как Замбони изобрёл

свой ледовый комбайн в 1949 г., лёд на американских катках восстанавливали вручную. Сегодня имя изобретателя служит и названием одного из лучших в мире производителей подобных комбайнов – «Zamboni». Его фамилия стала торговой маркой подобных машин. Интересно, что существует товарный знак «ZAMBONI», зарегистрированный 13 декабря 2005 г. по Мадридской системе международной регистрации знаков (номер Международной регистрации 881789). Владелец данного знака является компания из США – FRANK J. ZAMBONI & COMPANY, INC.

Фрэнк родился в семье итальянских эмигрантов. В 1920 г. семья переехала в пригород Лос-Анджелеса, где Фрэнк и его старший брат Джордж работали автомеханиками. В 1921 г. Фрэнк учился в Чикаго, изучал бизнес и патентное дело, а после возвращения оттуда вместе со своим младшим братом Лоуренсом открыл собственный бизнес. В 1927 г. братья строят и налаживают холодильные установки в маслобойнях, которые могли сохранять молоко и молочные продукты, изготавливают блоки льда для местных фермеров. «Ледовый» бизнес продлился до самого конца 1930-х годов, после чего они его продали, оставив себе лишь холодильное оборудование, с помощью которого решили открыть собственный каток.

В 1940 г. братья открыли каток Iceland размером 30 × 60 м, который стал одним из крупнейших в стране (одновременно на нём могли находиться до 800 катающихся). Фрэнк разместил подо льдом охлаждающие трубы. Увы, на выравнивание льда уходило до полутора часов в день, во время которых 3–4 человека вручную выравнивали, чистили и повторно заливали поверхность. Первоначально каток был открытым, но братья скоро поняли, что с жарким калифорнийским солнцем и сухими ветрами пустыни качество их ледяного покрытия становится намного хуже, чем настоящий природный лёд, поэтому пришлось закрывать овал катка куполообразной крышей.

В 1949 г. Фрэнк изобрёл машину, которая позволяла выравнивать, промывать и повторно заливать лёд одному человеку всего за 10 минут. В 1953 г. он получил патент US№2642679 на эту установку. В начале 1950-х годов эти машины создавались на базе Jeep CJ-3В. Вторую и третью машины купила у Замбони олимпийская чемпи-

онка по фигурному катанию Соня Хени, использовавшая их для подготовки льда во время своего гастрольного тура. Это стало самой лучшей рекламой для машины Замбони. А настоящим триумфом стали Зимние Олимпийские игры 1960 г. Тогда на катках трудились 16 машин. После проведения игр компания Замбони стала получать заказы со всего света: из Австралии, Японии и других стран [2].

Если не слишком вдаваться в технические подробности, то лёдозаливочные машины «Zamboni» напоминают большой самоходный рубанок, поскольку основной рабочий инструмент у них – вращающийся нож-фреза, как на электрических рубанках. Изначально ледяная поверхность на катках достаточно ровная и максимальная толщина срезаемого слоя не превышает 2–2,5 мм. Срезанный лёд с помощью горизонтального шнека сгребается к центру, а затем вертикальным шнеком собирается в специальный бункер. Но это ещё не всё, что делает «Zamboni».

Работа фрезы со стороны вообще не видна – вся машина прикрыта навешенным сзади так называемым «кондиционером» – устройством для обработки и заливки льда. Кроме фрезы и шнека, в конструкцию кондиционера входят гидропривод, насос для откачки воды, распределительная рампа для заливки льда и водяное полотенце. Гидропривод обеспечивает работоспособность фрезы и шнеков, а также водяного насоса. Распределительная рампа, как следует из названия, распределяет воду по всей ширине обрабатываемой поверхности льда, а водяное полотенце окончательно полирует залитый свежей водой лёд. Боковая щётка предназначена для очистки поверхности льда непосредственно у бортов хоккейного корта.

Управляется машина с помощью двух педалей, рычага трансмиссии и руля. Трансмиссия здесь – гидромеханическая и имеет две скорости: вперёд и назад. Этого набора скоростей вполне достаточно для работы или маневров, а все остальные рычаги в кабине отвечают за работу и регулировки кондиционера и бункера для срезанного льда. Спрос на подобные машины был столь высоким, что компании Фрэнка пришлось открыть второй завод и филиал в



**Макет ресурсейсера – ледового комбайна
Фрэнка Замбони
Model of ice combine constructed by Frank Zamboni**

Швейцарии. Название Zamboni стало торговой маркой и иногда используется в качестве нарицательного названия любых подобных машин. С момента основания компания Замбони, *Frank J. Zamboni & Co. Inc.*, продала более 10 тысяч ресурсейсеров. Десятитысячный агрегат был передан клубу Монреаль Канадиенс в апреле 2012 г. для использования в комплексе Белл-центр.

В 2000 г. имя изобретателя Фрэнка Дж. Замбони появилось в списке почёта Зала славы США по фигурному катанию. В 2006 г. имя Фрэнка было внесено в список почёта Зала славы мирового фигурного катания и Всемирного музея фигурного катания, в 2007 г. – в список почёта Национального зала славы изобретателей США, а в 2009 г. – в список почёта Зала хоккейной славы США.

Машине Фрэнка Замбони уже более 60 лет, но ничего лучше пока не придумали, а значит «Zamboni» не просто удачная разработка, а действительно необходимое и востребованное изобретение. Конечно же, коллеги Фрэнка, и российские тоже, пытаются улучшить лёд катка, о чём свидетельствуют запатентованные новации. Сборно-разборное здание крытого типа (патент RU №2144596)* с искусственным ледовым катком для тренировки спортсменов предложили

*По материалам фонда «Всероссийской патентно-технической библиотеки ФГБУ «Федеральный институт промышленной собственности», г. Москва.

новаторы ОАО «Машиностроительный завод «Арсенал». Его можно установить в любом регионе и на любом грунте. Технологию замораживания ледовых покрытий спортивных катков (патент RU №2556908) предложил Владимир Полтавцев с коллегами из Кемеровского государственного сельскохозяйственного института. Она позволяет предотвратить образование в слое воздушных пустот и ускорить время замораживания покрытия.

С целью получения льда, имеющего минимальную силу сопротивления скольжению конька по льду, а также для улучшения гладкости поверхности Галина Гончарова с коллегами разработала способ производства быстрого льда (патенты RU №2274810 и №2386089). Улучшить качество обработки и восстановления льда позволяет магнитное крепление ножа в машине по уходу за льдом (патент RU №2340724), предложенное американцем Дж. Бучко.

Литература

1. Малов В. 100 великих олимпийских чемпионов. М.: Вече, 2006. 480 с.
2. Механическая знаменитость — «Замбони» // Журнал «PRO ХОККЕЙ». 2009. № 20 (37). С. 25–26.

References

1. Malov V. *100 velikikh olimpiyskikh chempionov*. 100 great Olympic champions. Moscow: Veche, 2006: 480 p.
2. *Mekhanicheskaya znamenitost' «Zamboni»*. Mechanical celebrity “Zamboni”. Journ. «PRO HOCKEY». 2009, 20 (37): 25–26.

Путешествия, открытия

УДК 551.32(091)

doi:10.15356/2076-6734-2016-4-561-574

50 лет геофизических исследований ледников в Институте географии АН СССР/РАН (1966–2016)

© 2016 г. В.М. Котляков, Ю.Я. Мачерет*

Институт географии РАН, Москва, Россия

*macheret 2011@yandex.ru

Fifty years of geophysical researches of glaciers in Institute of Geography, the Russian Academy of Sciences, 1966–2016

V.M. Kotlyakov, Yu.Ya. Macheret*

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

*macheret 2011@yandex.ru

Received April 29, 2016

Accepted August 2, 2016

Key words: gravimetry, mountain glaciers, polar glaciers, radio-echo sounding

Summary

In 1967–2015, Institute of Geography of the USSR/Russian Academy of Sciences together with other organizations carried out field expeditions in different areas of mountain and polar glaciations in many regions: the Polar Urals, Caucasus, Pamir, Zailiysky and Jungar Alatau, Tien-Shan, Pamir-Alai, the Kamchatka Peninsula, the Pyrenees, the Arctic – Spitsbergen, Novaya Zemlya, Franz Josef and Severnaya Zemlya, and Antarctica – on the ice flow B, and in the sub-Antarctic – Islands King George, Galindez, and Livingston. The gravimetric and ground and aerial radar observations were made in these expeditions. About 300 glaciers of different morphological types and sizes with cold, subpolar and temperate thermal regime were studied.

Basic results of these studies are the following: (1) the new data on the ice thicknesses, ice volumes, subglacial relief, internal structure, and thermal state of the glaciers were obtained; (2) the two-layered (polythermal) glaciers consisting of the upper layer of cold ice and the lower layer of temperate water-filled ice had been revealed in Svalbard for the first time; spatial distribution of cold, polythermal and temperate glaciers had been determined; (3) the evidences were obtained that measured changes in thickness of the upper cold ice layer in polythermal glaciers can be used to estimate the long-period variations of regional climates and serve as regional paleothermometers; (4) methods for estimating the water content in temperate and polythermal glaciers from the RES data were developed; and its space-time variations in temperate ices of the Svalbard glaciers were estimated since even small water content inside of them can noticeably change their dynamic behavior; (5) methods for estimating the ice volume within glaciers in large regions of mountain and polar glaciations had been created; the ice storages were estimated in Svalbard, Franz Josef Land, Dzhungrsky Alatau, the Great Caucasus, and Mt. Elbrus; (6) detailed data on the ice thicknesses and the subglacial relief had been obtained for 40 glaciers in framework of different national and international programs and projects; the data can be used to solve a wide range of practical and theoretical problems, including numerical modeling.

These studies demonstrated the following: (1) the use of monopulse radars VIRL-6 and VIRL-7 of decimeter range (the central frequency is 20 MHz) with digital recording of the radar and GPS data is quite efficient for ground-based and airborne (from helicopters) radio-echo sounding of mountain and polar glaciers with their ice thicknesses up to 500–600 m; (2) it was found that thicknesses of glaciers in the Caucasus and Tien Shan can reach 330–430 m, while in regions of mountain, ice-sheet and transitional glaciation on the Spitsbergen Archipelago – 300, 560 and 600 m, respectively, on the ice caps of the Franz-Josef Land and Severnaya Zemlya – 450 and 813 m, and on King George and Livingston Islands (Sub-Antarctica) – 330 and 500 m; (3) large parts of ice caps and outlet glaciers in Svalbard, Franz Josef Land, Severnaya Zemlya which beds were located below the sea level were found. Precisely these parts can be undergone quick shortening due to climate warming, and, thus, cause formation of icebergs making threats for ships and gas-oil marine platforms in the Barents and Kara seas; (4) data of the measurements made possible to calculate volumes of a number of investigated glaciers and ice caps and to estimate the ice storages in large areas of mountain and polar glaciations (the Jungar Alatau, Great Caucasus, Spitsbergen, Franz Josef Land); (5) decreasing of glacier volumes on the Franz Josef Land and some Spitsbergen glaciers for the last decades had been estimated.

Analysis of the data obtained had shown that considerable part of polythermal glaciers in Spitsbergen belong to type of surging glaciers; they have the winter englacial runoff and form the near-glacier icings. It allows considering such glaciers as dynamically unstable, predisposed to surges as well as possible sources of winter water supply and additional sources of paleoinformation about long-period variations of regional climate.

Поступила 29 апреля 2016 г.

Принята к печати 2 августа 2016 г.

Ключевые слова: горные ледники, гравиметрия, полярные ледники, радиозондирование.

Рассказано об истории и основных результатах геофизических исследований ледников, выполненных в Институте географии АН СССР/РАН в период с 1966 по 2016 г. группой специалистов по изучению толщины и строения ледников с применением геофизических методов. Такие данные необходимы для оценки запасов пресной воды в ледниках и их вклада в изменение уровня Мирового океана, а также для прогнозирования и реконструкции динамики ледников.

Районы исследований

Полевые геофизические исследования начались в 1967 г. с гравиметрических и радиолокационных измерений на леднике Марух на Кавказе и были продолжены в 1968 г. на ледниках ИГАН и Обручева на Полярном Урале и на леднике Гергетти на Кавказе. В 1969 г. гравиметрические измерения были выполнены на леднике Медвежий на Памире, а в 1970–1971 гг. — на ледниках Безенги, Колка и Майли на Кавказе (рис. 1).

В 1974–1975, 1977–1979 и 1984 гг. на 140 ледниках Шпицбергена и Северо-Восточной Земли (рис. 2, а) наземные и воздушные радиолокационные исследования были проведены Шпицбергенской гляциологической экспедицией Института географии АН СССР (начальник экспедиции Е.М. Зингер). В 1994 и 1997 гг. аэро-радиолокационные измерения выполнены на Земле Франца-Иосифа (см. рис. 2, б) и Северной Земле (см. рис. 2, в).

В 1981–1982, 1986 и 1990 гг. наземные радиолокационные измерения проведены на Тянь-Шане (ледники Туяксу, Давыдова и Южный Иньльчек), Памиро-Алае (ледник Абрамова), в 2011–2013 гг. работы продолжены на Кавказе (ледники Марух, Безенги и Джанкуат и Западное ледниковое плато Эльбруса), в 2012–2013 гг. на Тянь-Шане (ледники Давыдова, Сары-Тор и Туяксу). В 2012–2014 гг. были выполнены воздушные измерения на ледниках Большого Кавказа, а также на северном и южном склонах Эльбруса.

В 1988 г. сотрудники Института географии АН СССР принимали участие в наземных радиолокационных исследованиях на ледниках Ханс и Фритьоф на Шпицбергене, в сезон 1991/92 г. — на ледяном потоке В в Антарктиде, в 1994 г. — на

ледниках Маладето и Аннета в Пиренеях, в 1995–2000, 2003 и 2006 гг. — на ледниковых куполах на островах Кинг-Джордж, Галиндес и Ливингстон в Субантарктике, а в 2000 и 2001 гг. — на леднике Кориито и ледниковом куполе Горшкова на вулкане Ушковский на Камчатке.

В 1999, 2003–2006 гг. наземные радиолокационные исследования на Шпицбергене были продолжены на ледниках Альдегонда, Ханс, Фритьоф и ледниковом плато Амундсена, а в 2010–2013 гг. измерения выполнены ещё на 13 ледниках на западе Земли Норденшельда, включая тестовые политермические ледники Восточный Грэнфьорд и Фритьоф наземного, приливного и пульсирующего типа.

В 2005, 2007, 2008, 2014 и 2015 гг. воздушные исследования проведены на ледниках Новой Земли, Земли Франца-Иосифа и Северной Земли с вертолётов, базировавшихся на борту НИС «Михаил Сомов», «Академик Трешников» и атомного ледокола «Таймыр».

Таким образом, в 1967–2015 гг. экспедициями Института географии при поддержке и участии различных организаций наземные и воздушные радиолокационные исследования были выполнены в ряде районов горного и полярного оледенения: на Полярном Урале, Кавказе, в Заилийском и Джунгарском Алатау, на Тянь-Шане, Памиро-Алае, Камчатке, в Пиренеях, на Шпицбергене, на островах Российской Арктики и в Антарктике.

Эти исследования охватили более 300 ледников разных морфологических типов и размеров, относящихся к ледникам холодного, субполярного и тёплого типов. На 28 ледниках — объектах гляциологических исследований по различным национальным и международным проектам и программам — были проведены детальные съёмки толщины льда и подлёдного рельефа, а на

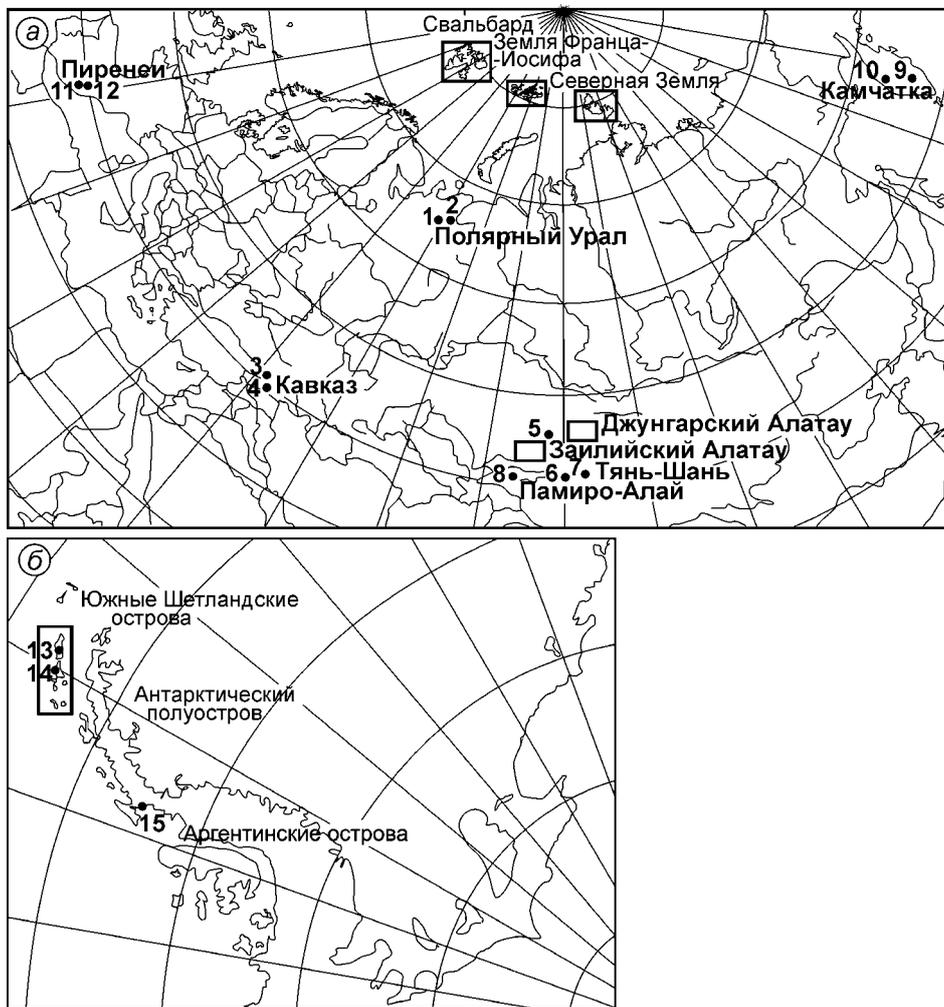


Рис. 1. Геофизические исследования Института географии АН СССР/РАН в областях горного и полярного оледенения в Северном (а) и Южном (б) полушариях.

Цифрами обозначены: а – Полярный Урал – ледники ИГАН (1) и Обручева (2); Кавказ – ледники Гергети (3) и Безенги (4); Заилийский Алатау – ледник Туяксу (5); Тянь-Шань – ледники Давыдова и Сары-Тор (6), ледник Южный Иньльчек (7); Памиро-Алай – ледник Абрамова (8); Камчатка – ледник Корыто (9), ледниковый купол Горшкова на вулкане Ушковский (10); Пиренеи – ледники Аннета (11) и Маладето (12); б – Южные Шетландские острова – острова Кинг-Джордж (13) и Ливингстон (14), ледники Джонсонс, Хард и ледниковое плато Боулес; Аргентинские острова – о. Галиндес, ледниковый купол Домашний (15). Прямоугольниками на (а) показаны районы аэрорадиолокационных исследований на Шпицбергене (рис. 2, а), на Земле Франца-Иосифа (рис. 2, б) и Северной Земле (рис. 2, в)

Fig. 1. Regions of ground-based (black circles) and airborne (rectangles) radio-echo sounding (RES) investigations in areas of mountain and polar glaciation in north (а) and south (б) hemispheres.

Numeral snow: а – Polar Urals: glaciers IGAN (1) and Obruchev (2); the Caucasus: glaciers Gergiti (3) and Bezengi (4); Zailiysky Alatau: Tuyksu Glacier (5); Tien Shan: Davydov and Sary-Tor glaciers (6), South Inylchek Glacier (7); Pamirs-Alai: Abramov Glacier (8); Kamchatka: Kotyto Glacier (9) and Gorshkov ice cap at Ushkovsky volcano (10); Pyrenees: Anneta (11) and Maladeto (12) glaciers; б – South Shetland Islands – King George Island (13), Livingstone Island (14), Johnsons and Hurd glaciers, Bowles ice plateau; Argentinean Islands, Galindes Island: Domashniy ice cap (15). Rectangles in (а) show the areas of airborne RES measurements in Svalbard (Fig. 2, а), Franz Josef Land (Fig. 2, б) and Severnaya Zemlya (Fig. 2, в)

трёх из них – радиофизические исследования, включавшие повторные измерения скорости распространения радиоволн и мощности отражённых сигналов для оценки гидротермического состояния ледников.

Исследования были поддержаны Российским фондом фундаментальных исследований (РФФИ), Федеральной целевой программой «Шпицберген», программами Отделения наук о Земле и Президиума РАН и проводились в со-

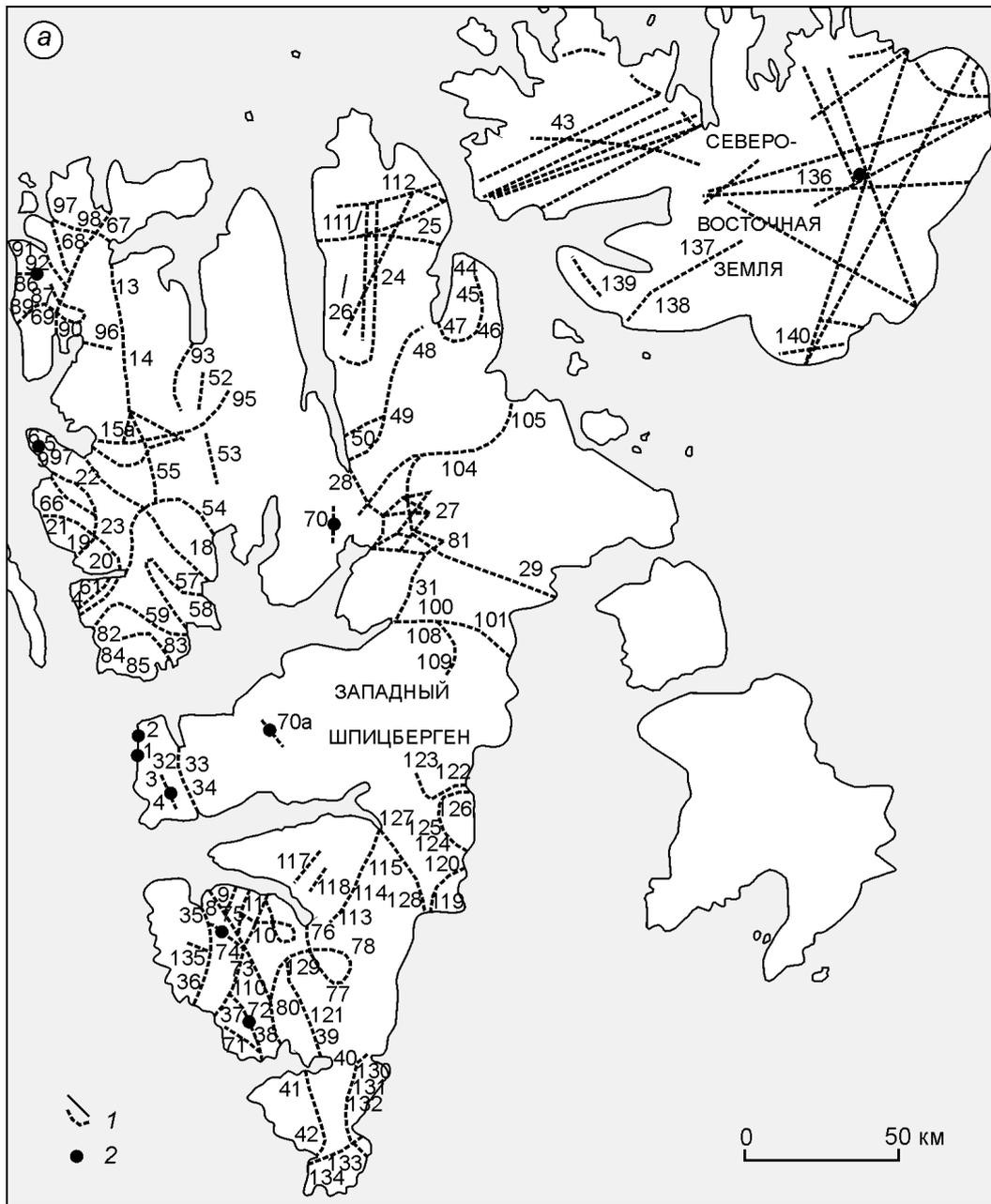
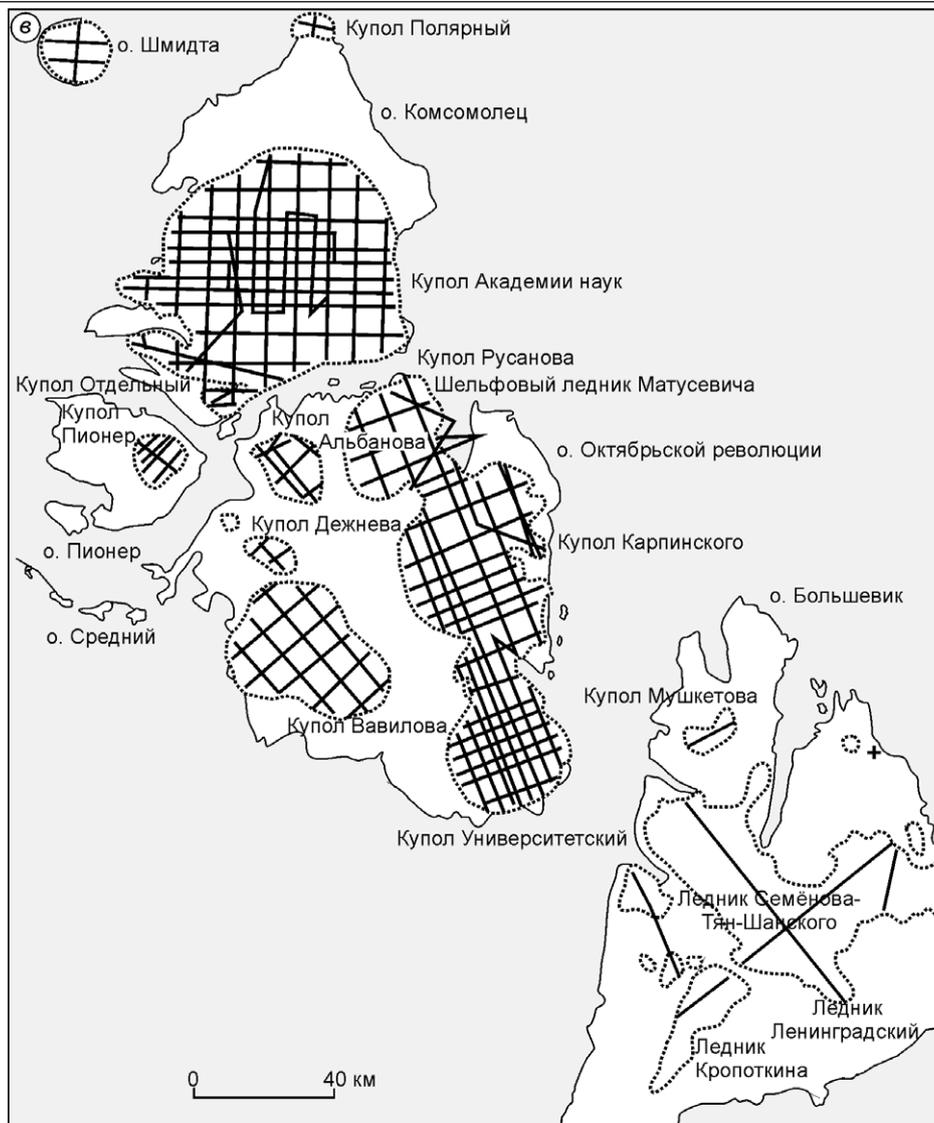
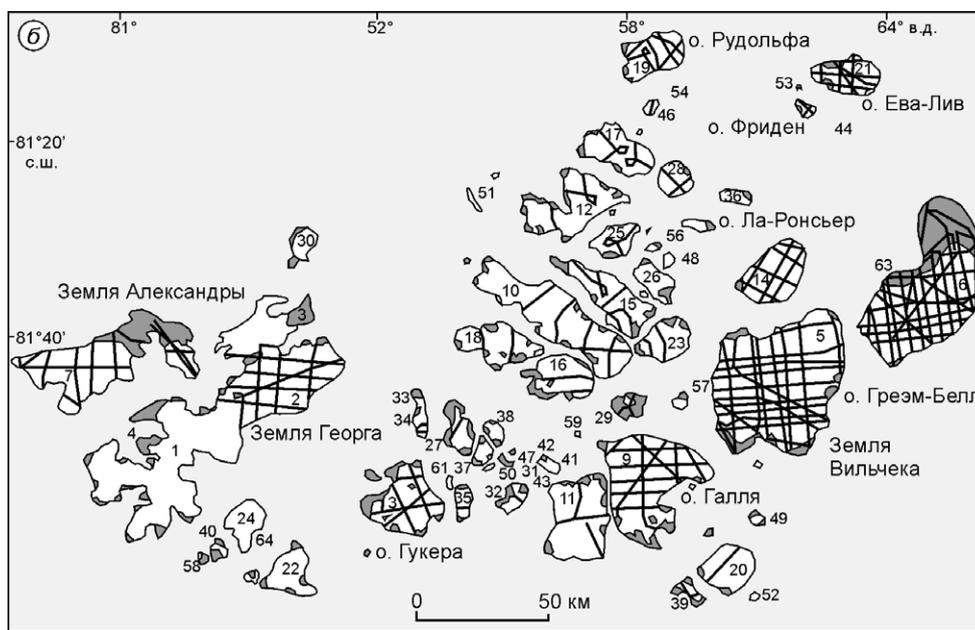


Рис. 2. Воздушные (1) и наземные (2) радиолокационные исследования ледников (номера обозначены исследованные ледники) на Шпицбергене в 1974, 1975, 1977–1979 и 1984 гг. (а), Земле Франца-Иосифа в 1994 г. (б) и Северной Земле в 1997 г. (в)

Fig. 2. Airborne (1) and ground-based (2) radio-echo sounding (RES) investigations of glaciers (numbered) in Svalbard in 1974, 1975, 1977–1979 and 1984 (a), Franz Josef land in 1994 (b) and Severnaya Zemlya in 1997 (c)

трудничестве с рядом университетов и институтов. Среди них Висконсинский университет (США), университет Рио-Гранде-дель-соль (Бразилия), политехнические университеты Валенсии и Мадрида (Испания), Институт полярных исследований имени Скотта (Великобритания), Институт низких температур Университета Хок-

кайдо (Япония), Институт Альфреда Вегенера (Германия), Институт геофизики Польской академии наук и Силезский университет (Польша), Томский и Московский государственные университеты, Марийский политехнический институт им. А.М. Горького, Ленинградский электротехнический институт, Арктический и Антарктиче-



ский научно-исследовательский институт, Институт вулканологии РАН, Институт географии МОН Республики Казахстан, Среднеазиатский научно-исследовательский гидрометеорологический институт (Узбекистан), Киргизское управление картографии, Центрально-Азиатский институт исследования Земли (Киргизия).

В разные годы в радиолокационных исследованиях ледников принимали участие сотрудники Института географии: Ю.Я. Мачерет (с 1967 г.), А.Б. Журавлев (с 1971 г.), А.Ф. Глазовский (с 1985 г.), М.Ю. Москалевский (с 1986 г.), И.И. Лаврентьев (с 2001 г.), В.Н. Михаленко и С.С. Кутузов (с 2005 г.), Г.А. Носенко (с 2014 г.), Р.А. Чернов (с 2015 г.) В этих исследованиях также участвовали сотрудники других учреждений: из России – В.С. Лучиников, В.Ш. Берикашвили, А.Н. Бабенко, А.Н. Громыко, О.А. Лебедев, А.Н. Коляда, Н.П. Сидоров, Д.Я. Муравьев, С.А. Никитин, Д.А. Петраков, Н.В. Коваленко, из Бразилии – Д. Симоес, из Великобритании – Д. Даудсвел, М. Горман, М. Вилланс, из Испании – Ф. Наварро, Х. Отеро, Х. Лапасаран, Ф. Мачио, из Киргизии – В.А. Кузмиченок, Р.А. Усубалиев, из Норвегии – Й. Хаген, из Польши – П. Гловацки, Я. Яния, из Финляндии – Д. Мур, из Узбекистана – Е.В. Василенко, К. Шапо, из Швеции – П. Холмлунд, из Японии – Т. Шираива.

Аппаратура и методика геофизических исследований

Гравиметрические измерения силы тяжести выполнялись гравиметрами ГАК-3М в отдельных точках ледника вдоль поперечных профилей. Это позволило получить данные о толщине льда с погрешностью около 10–20 %. Более эффективным оказалось применение радиолокационного метода, позволявшего при перемещении радиолокатора по поверхности ледника или полёте над ним непрерывно или дискретно регистрировать отражения от ложа и внутренних неоднородностей и по времени запаздывания и амплитуде этих отражений более точно определять толщину льда и исследовать внутреннее строение ледников и условия на их ложе.

В 1967–1975 гг. для радиолокационных измерений с наземного и воздушного транспорта при-

менялись самолётные радиовысотометры РВ-10 и РВ-17 дециметрового диапазона с рабочей частотой 440 МГц, имевшие ограниченную глубину зондирования (до 200–300 м). Сначала измерения времени отражений выполнялись с экрана осциллографа визуально, а затем – в режиме аналоговой дискретной и/или непрерывной регистрации на 35-миллиметровой фотоплёнке (рис. 3).

Позднее, с учётом особенностей строения ледников разных типов, распространения в них радиоволн и новых технических возможностей радиоэлектроники, компьютерной и космической техники были разработаны специализированные импульсные и моноимпульсные «ледовые» локаторы метрового, дециметрового и декаметрового диапазонов с цифровой регистрацией радарных и навигационных GPS-данных и эффективные методы их компьютерной обработки и интерпретации. Это значительно расширило область применения радиолокационных методов в гляциологии и существенно повысило их точность и информативность, особенно при исследовании внутреннего строения и радиофизических параметров ледников (скорости распространения и мощности отражений радиоволн). Увеличение глубины зондирования ледников было достигнуто двумя путями – за счёт повышения энергетического потенциала локатора и сужения диаграммы направленности антенн и за счёт уменьшения рабочей длины волны локатора. Это позволило уменьшить рассеяние радиоволн на неоднородностях и включениях воды в тёплых и субполярных ледниках и повысить достоверность обнаружения отражений от ложа на фоне отражений-помех.

Для выбора рабочей частоты локатора и конструкции антенн в 1976 г. на ледниках Обручева и ИГАН на Полярном Урале были выполнены измерения в диапазоне частот 400–900 МГц и в 1981 г. – на ледниках Туюксу в Заилийском Алатау, а в 1984 г. на ледниковом плато Амундсена на Шпицбергене прошли полевые испытания аппаратуры декаметрового диапазона с резистивно-нагруженными антеннами.

Оба этих подхода были реализованы в Марийском политехническом институте им. А.М. Горького при участии Института географии АН СССР: в 1977–1979 гг. для наземного и аэрорадиозондирования ледников толщиной до 600 м был разработан локатор РЛС-620 с ра-



Рис. 3. Самолётный импульсный радиовысотомер РВ-10 с рабочей частотой 440 МГц и энергетическим потенциалом 130 дБ.

Применялся в 1967–1975 гг. для наземного и аэрозондирования ледников толщиной до 200–300 м. Измерение времени запаздывания отражённых сигналов выполнялось визуально (а) и в режиме аналоговой дискретной и/или непрерывной регистрации (б, в) с экрана осциллографа на 35-миллиметровой фотоплёнке, движущейся со скоростью 2 см/мин; а – измерения на леднике Безенги на Кавказе в 1970 г.; б – измерения на леднике Восточный Брёггер на Шпицбергене в 1974 г.; в – измерения на ледниках Шпицбергена с борта вертолёта Ми-4 в 1974–1975 гг.

Fig. 3. Aircraft impulse altimeter with carried frequency of 440 MHz and performance 130 dB.

It was used in 1967–1975 for ground-based and airborne RES of glaciers with ice thickness up to 200–300 m. Measurement of delay time of reflected signals was performed visually (a) and in regime of analogue discrete and/or continuous registration (б, в) from a screen of an oscilloscope on 35 mm film moving with speed of 2 cm/min; а – Measurements at Bezen-gi Glacier in Caucasus in 1970; б – measurements at Austre Broggerbreen in Spitsbergen in 1974; в – measurements of glaciers in Spitsbergen in 1974–1975 from a helicopter Mi-4

бочей частотой 620 МГц и узконаправленными антеннами, обеспечившими увеличение энергетического потенциала локатора (включая антенны) до 185 дБ и глубины зондирования ледников до 500–600 м (рис. 4, б), а в 1982–1984 гг. – локатор МПИ-8 конструкции Е.В. Василенко с центральной частотой 1 и 8 МГц с приёмной и передающей резистивно-нагруженными антеннами длиной 8 и 40 м каждая для наземного зондирования тёплых и холодных ледников толщиной до 600–1200 м (рис. 5).

Позднее, в 2005 г., локатор РЛС-620 был снабжён системой цифровой автоматической регистрации радарных и навигационных GPS

данных (см. рис. 4, д). Для наземного зондирования ледников толщиной до 300 м в 1994 г. Е.В. Василенко разработал портативный видеоимпульсный локатор ВИРЛ-1 с центральной частотой 40 МГц, антеннами длиной 2,5 м и покадровой регистрацией данных с экрана осциллографа (рис. 6).

До 1999 г. регистрация отражений велась с экрана осциллографа на фотоплёнку в дискретном или непрерывном режиме, а привязка профилей и точек измерений выполнялась геодезическим путём или визуально (во время полётов).

В 1999–2015 гг. для наземных и воздушных измерений стали применять разработанные

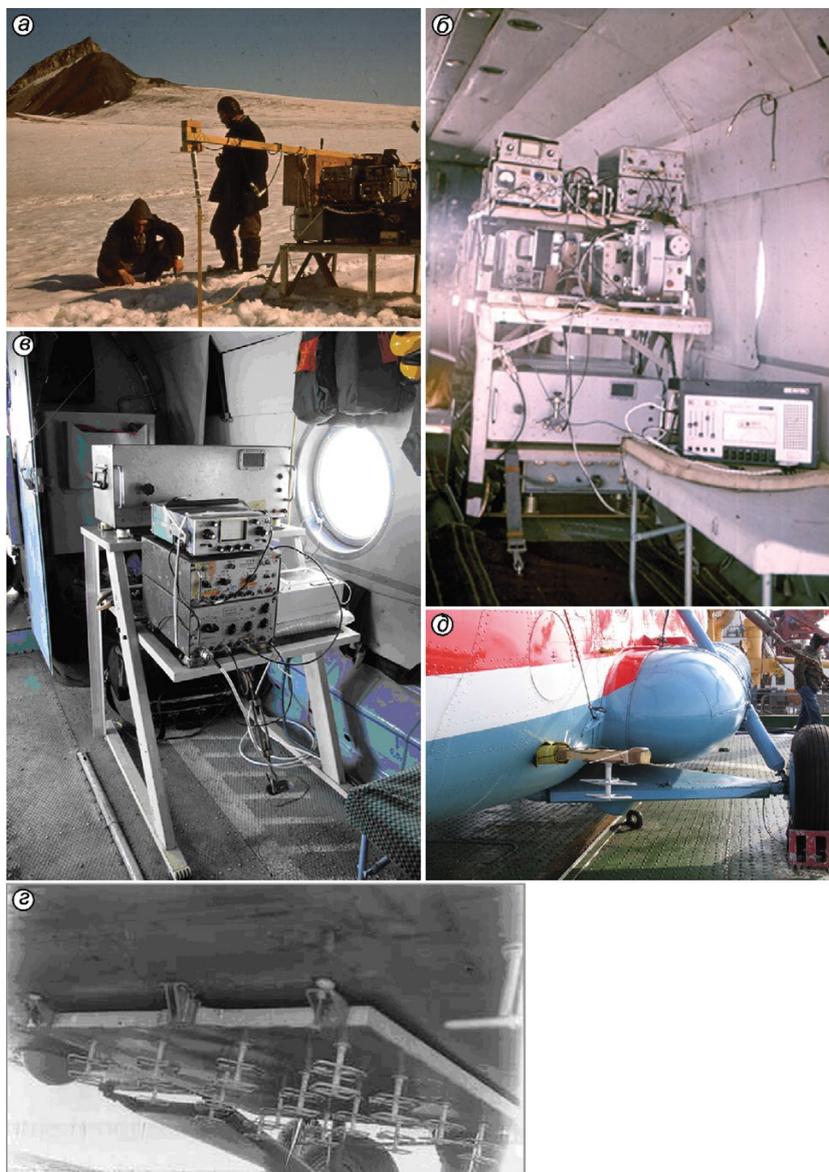


Рис. 4. Импульсный радиолокатор РЛС-620 с несущей частотой 620 МГц, общим энергетическим потенциалом (включая антенны) 185 дБ и глубиной зондирования ледников до 600 м.

Применялся в 1977–1979 и 1988 гг. для наземных измерений на леднике Фритъёф на Шпицбергене (а), в 1981–1982 гг. для наземных измерений на леднике Туюксу в Заилийском Алатау, в 1977–1999 и 1984 гг. для аэрозондирования с вертолёта Ми-8 ледников на Шпицбергене и Северо-Восточной Земле (б), в 1981 г. для аэрозондирования ледников Заилийского и Джунгарского Алатау (в), в 1994 г. для аэрозондирования ледников на Земле Франца-Иосифа (г) и в 2005–2008 гг. для аэрозондирования ледников на Новой Земле и Земле Франца-Иосифа (д). Для наземных измерений использовались логопериодические антенны (а), для аэрозондирования ледников – 16-элементная приёмо-передающая антенна конструкции Е.В. Василенко с узкой (16°) диаграммой направленности и усилением 39 дБ (в), а в 2005–2008 гг. – антенны типа «двойной квадрат» с широкой (60°) диаграммой направленности и усилением 12 дБ (д)

Fig. 4. Impulse ice penetrating radar RLS-620 with carried frequency of 620 MHz, total performance (including antenna) 185 dB and depth sounding of glaciers up to 600 m.

It was used in 1977–1979 and 1988 for ground-based RES at Fridtjovbreen (a), in 1981–1982 – for ground-based RES of Tuyuksu Glacier in Zailiysky Alatau, in 1977–1999 and 1984 – for airborne RES of glaciers in Spitsbergen and Nordauslandet (b), in 1981– for airborne RES of glaciers in Zailiysky and Dzhungarsky Alatau (v), in 1994 – for airborne RES of glaciers in Franz Josef Land (g), in 2005–2008 – for airborne RES of glaciers in Novaya Zemlya and Franz Josef Land (d). For ground-based RES the logoperiodic antennas were used (a), for airborne RES – the 16-element transmitting-receiving antenna with narrow (16°) directivity and high (39 dB) gain developed by E.V. Vasilenko (v) and in 2005–2008 – the antennas of «double square» type of with large (60°) directivity and lower (12 dB) gain (d)



Рис 5. Моноимпульсный локатор МПИ-8 с центральными частотами 1 и 8 МГц и глубиной зондирования ледников до 600–1200 м.

Применялся в 1982 г. для наземного зондирования ледника Туюксу в Заилийском Алатау, в 1984 г. — для зондирования ледникового плато Амундсена, в 1985 г. — ледника Давыдова на Тянь-Шане, в 1986 г. — ледника Абрамова на Памиро-Алае, в 1988 г. — ледников Ханс и Фритъёф на Шпицбергене, в 1990 г. — ледника Южный Иньльчек на Тянь-Шане, в 1991/92 г. — ледяного потоке В в Западной Антарктиде. Регистрация отражений в точках измерений велась с экрана осциллографа на 35-миллиметровую фотоплёнку

Fig. 5. Monopulse radar MPI-8 with central frequency of 1 MHz and 8 MHz and glacier depth sounding up to 600–1200 m.

It is used in 1982 for ground-base RES of Tuyksu Glacier in Zailisky Alatau, in 1984 — of Amundsenisen in Spitsbergen, in 1985 — of Davydov Glacier in Tien Shan, in 1986 — of Abramov Glacier in Pamirs-Alai, in 1988 — of Hansbreen and Fridtjovbreen in Spitsbergen, in 1990 — South Inylchek Glacier in Tien Shan, in 1991/92 — of upstream B in West Antarctica. Registration of reflections at measurement points was performed on 35 mm film.

Е.В. Василенко «ледовые» моноимпульсные локаторы ВИРЛ с центральной частотой 20 МГц и системой цифровой регистрации радарных и навигационных GPS-данных. Первые модификации локаторов этого типа (ВИРЛ-2 и ВИРЛ-2а) с были применены в 1999 г. для наземного зондирования ледника Альдегонда на Шпицбергене и в 2000 г. ледников Джонсонс и Хард на о. Ливингстон; на леднике Ханс на Шпицбергене они также применялись в 2003 и 2004 гг. для измерения суточных вариаций мощности отражённых сигналов из его толщи и от ложа (рис. 7).

В последующих модификациях (ВИРЛ-6 и ВИРЛ-7) характеристики приёмно-передающего



Рис. 6. Видеоимпульсный радиолокатор ВИРЛ-1 с центральной частотой 40 МГц.

Применялся в 1995–1996 гг. для наземного зондирования ледникового купола на о. Кинг-Джордж в Субантарктике с толщиной льда до 330 м

Fig. 6. Video impulse radar VIRL-1 with central frequency of 40 MHz.

It was used in 1995–1996 for ground-base RES of ice cap in King George Island in Subantarctica with ice thickness up to 330 m

и регистрирующего устройств были улучшены, что позволило увеличить глубину зондирования тёплых и субполярных ледников до 600 м. Локатор ВИРЛ-6 был впервые применён в 2000 г. для наземного зондирования ледника Корыто, а затем в 2003–2005 и 2010–2013 гг. — для зондирования ледников на Шпицбергене (рис. 8).

Благодаря небольшому (около 10 кг) общему весу приёмно-регистрирующего и передающего устройств и источников электропитания локатор вместе с приёмной и передающей резистивно-нагруженными антеннами длиной 2,8 м каждая мог транспортироваться по леднику одним снегоходом на двух санях или двумя людьми на санях или в рюкзаках; ещё один человек был нужен, чтобы поддерживать в натянутом состоянии передний конец антенн или везти передние сани; тормозом для задней антенны служил снежный якорь.

Применение цифровой регистрации радарных и навигационных GPS-данных позволило вместо фотоплёнок и увеличенных отпечатков с них использовать для визуализации и обработки радарных данных компьютерные программы, что значительно ускорило и упростило построение разрезов и карт толщины льда и улучшило точность привязки профилей радиозондирования. Применение более низких частот значительно

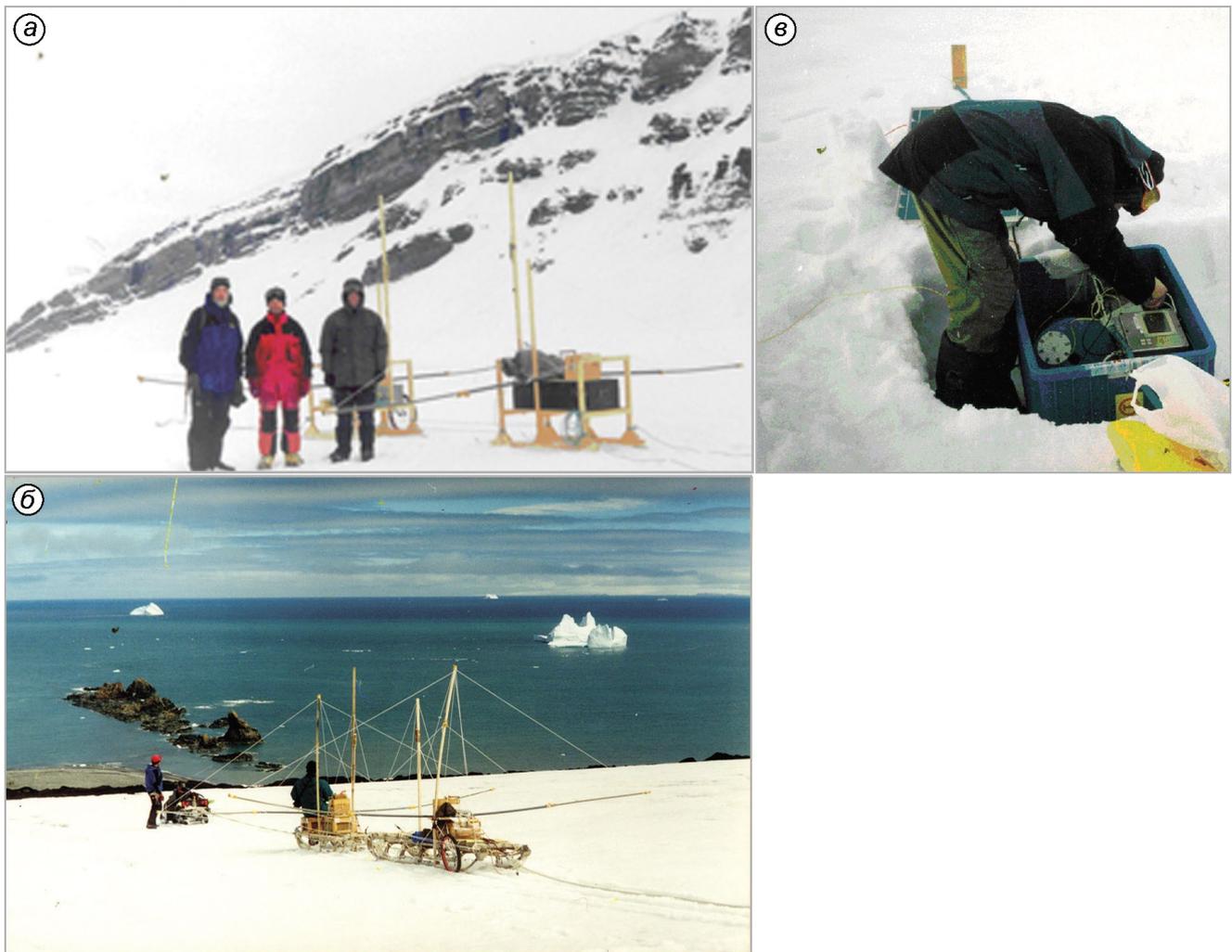


Рис. 7. Моноимпульсные локаторы ВИРЛ-2 и ВИРЛ-2а с центральной частотой 20 МГц. Применялись в 1999 г. для наземного радиозондирования ледника Альдегонда на Шпицбергене (а), в 2000 г. — ледников Джонсонс и Хард (б) на о. Ливингстон, в 2003–2004 гг. — на политермическом леднике Ханс на Шпицбергене для измерения суточных вариаций мощности отражённых сигналов из ледниковой толщи и от ложа (в)

Fig. 7. Monopulse radars VIRL-2 and VIRL-2a with central frequency of 20 MHz. They were used in 1999 for ground-based RES of Aldegondabreen in Spitsbergen (a) and in 2000 — of glaciers Johnons and Hurd (b) in Livingston Island, in 2003–2004 — for measurements of daily variations of power of reflected signals from glacier sequence and bedrock of Hansbreen in Spitsbergen

уменьшило рассеяние радиоволн на неровностях поверхности и включениях воды в снежно-фирновой и ледяной толщах и позволило зондировать сильно трещиноватые, тёплые и политермические ледники толщиной до 600 м, на которых применение 440 МГц и 620 МГц локаторов не давало удовлетворительных результатов.

В 2012–2015 гг. для воздушных измерений были приспособлены локаторы ВИРЛ-6 и ВИРЛ-7, смонтированные на специальной ферме, подвешиваемой на длинном тросе под фюзеляжем вертолёта (рис. 9). Это позволило

зондировать сильно трещиноватые выводные ледники толщиной до 500 м и оценивать возможность образования ими крупных айсбергов, представляющих опасность для судоходства и морских платформ в бассейнах Баренцева и Карского морей.

Хорошие результаты при аэрозондировании ледников Северной Земли толщиной до 813 м были получены также с применением 100 МГц локатора Института полярных исследований имени Скотта, снабжённого антеннами типа «двойной квадрат» конструкции Е.В. Василенко,



Рис. 8. Моноимпульсный локатор ВИРЛ-6 (а–д) с центральной частотой 20 МГц и системой цифровой автоматической регистрации радарных и навигационных GPS-данных.

Применялся в 2000–2001 гг. для наземного зондирования: ледника Корыто (а) и ледникового купола Горшкова на вулкане Ушковский (б) на Камчатке, в 2003 г. – ледника Ханс на Шпицбергене (в) и ледника Шокальского на Новой Земле, в 2004 и 2006 гг. – ледникового плато Амундсена на Шпицбергене, в 2005 и 2010–2013 гг. – ледников на Земле Норденшельда на Шпицбергене, включая тестовые ледники Фритъоф и Восточный Грэнфьорд и ледник Западный Грэнфьорд (г) и ещё 12 ледников в этом районе, в 2000–2006 гг. – ледников Джонсонс и Хард, ледникового купола и ледникового плато Боулес на о. Ливингстон в Субантарктике. Общая длина профилей измерений на всех этих ледниках составила около 900 км. Для синхронизации излучённых и принятых сигналов использовался либо радиоканал (а, б), либо оптоволоконный кабель (в, г)

Fig. 8. Monopulse radar VIRL-6 (a–d) with central frequency of 20 MHz and system of automatic digital registration of radar and navigation GPS data (d).

It was used in 2000–2001 for ground-based RES of Koryto Glacier (a) and Gorshkov ice cap at Ushkovsky volcano in Kamchatka (b), in 2003 – of Hansbreen in Spitsbergen (v) and Shokalsky Glacier in Novaya Zemlya, in 2004–2006 – at Amundsenisen in Spitsbergen, in 2005 and 2010–2013 – of glaciers in Nordenskiöld Land in Spitsbergen, including test glaciers Austre Grønfyordbreen and Fridfyordbreen and Vestre Grønfyordbreen (g) and other 12 glaciers in this region, in 2000–2006 – Johnsons and Hurd glaciers, ice cap and Bowles ice plateau in Livingston Island in Subantarctica. The total length of radar profiles at all these glaciers was about 900 km. For synchtonization of transmitted and received signals a radio channel (a, b) or a fiber optical cable was used (v, g)

крепившимися на подвесных фермах к обоим бортам вертолёта Ми-8 (рис. 10).

В 2014 г. благодаря организации на Шпицбергене Российского научного центра (РНЦШ) появилась возможность для радиолокационных исследований толщины и структуры снежного покрова на суше и ледниках использовать георадары pulseEKKO Pro с антеннами 500 МГц (рис. 11).

Основные результаты исследований

В результате проведённых исследований получены следующие важные результаты:

- разработана аппаратура и методика наземных и воздушных измерений толщины, объёма, подлёдного рельефа, внутреннего строения и гидротермического состояния горных и полярных ледников;

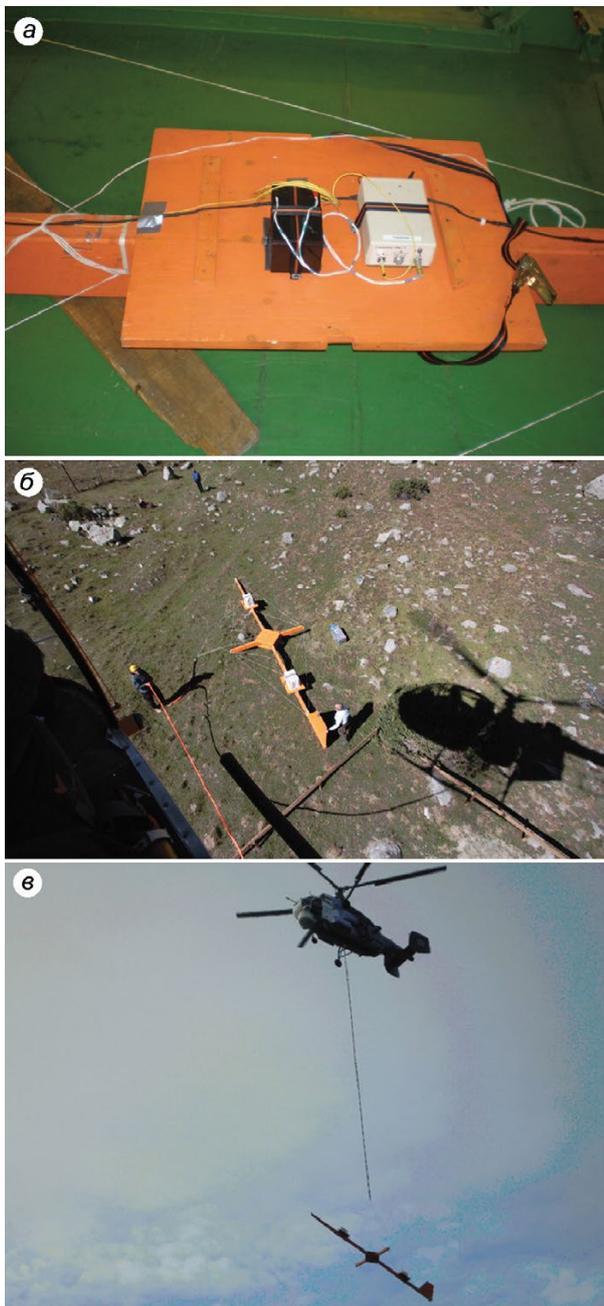


Рис. 9. Передающее (а) и приёмо-регистрирующее (б) устройства моноимпульсного локатора ВИРЛ-7 с центральной частотой 20 МГц. Локатор смонтирован на специальной ферме, подвешиваемой к вертолету на длинном кабеле (в).

Применялся в 2012–2014 и 2014–2015 гг. для аэрозондирования ледников Большого Кавказа и Эльбруса (в), Новой Земли, Земли Франца-Иосифа и Северной Земли

Fig. 9. Transmitting (a) and receiving-recording (b) devices of monopulse radar VIRL-7 with central frequency of 20 MHz. The radar was mounted on special girder suspended to a helicopter on a long cable (c) and applied in 2012–2014 and 2014–2015 for airborne radio-echo sounding of glaciers in Great Caucasus and Elbrus (v), Noway Zemlya and Severnay Zemlya

- получены новые данные о толщине, объёме, внутреннем строении и гидротермическом состоянии ледников в разных районах горного и полярного оледенения, которые могут быть использованы для решения широкого круга практических и теоретических задач, в том числе с применением методов численного моделирования;

- впервые по данным аэроадиозондирования на архипелаге Шпицберген обнаружены ледники политермического типа с верхним слоем холодного льда и придонным слоем тёплого водосодержащего льда; установлено распределение ледников с разным термическим режимом – холодным, тёплым и политермическим;

- установлено, что повторные измерения толщины верхнего слоя холодного льда в политермических ледниках могут быть использованы для оценки длиннопериодных изменений регионального климата и служить в качестве регионального палеотермометра;

- разработаны методы определения содержания воды в тёплых и политермических ледниках по данным радиозондирования и установлены пространственно-временные изменения содержания воды в тёплом льду политермических ледников Шпицбергена;

- разработаны методы оценки объёма ледников в крупных районах горного и полярного оледенения и оценены запасы льда на Шпицбергене и Земле Франца-Иосифа, Большом Кавказе и Эльбрусе, а также изменения объёма ледников на Земле Франца-Иосифа и Шпицбергене за последние десятилетия.

Выполненные исследования показали следующее.

1. Для наземного и аэрозондирования с вертолёта горных и полярных ледников толщиной до 500–600 м весьма эффективно применение моноимпульсных локаторов ВИРЛ-6 и ВИРЛ-7 декаметрового диапазона (центральная частота 20 МГц) с цифровой регистрацией радарных и навигационных GPS-данных.

2. Толщина ледников на Кавказе и Тянь-Шане может достигать 330–430 м; в районах горного, покровного и сетчатого оледенения на архипелаге Шпицберген – соответственно 300, 560 и 600 м; на ледниковых куполах Земли Франца-Иосифа и Северной Земли – соответственно 450 и 813 м; на островах Кинг-Джордж и Ливингстон в Антарктике – 330 и 500 м. На Шпицбер-



Рис. 10. Антенны типа «двойной квадрат» для 100 МГц локатора Института полярных исследований имени Скотта.

Применялись в 1997 г. для аэрозондирования ледников Северной Земли толщиной до 813 м на куполе Академии наук

Fig. 10. Antennas of «double square» type developed by E.V. Vasilenko for a 100 MHz radar of Scott Polar Research Institute.

They were used in 1997 for airborne RES of glaciers in Severnaya Zemlya with ice thickness up to 813 m at Academy Nauk ice cap

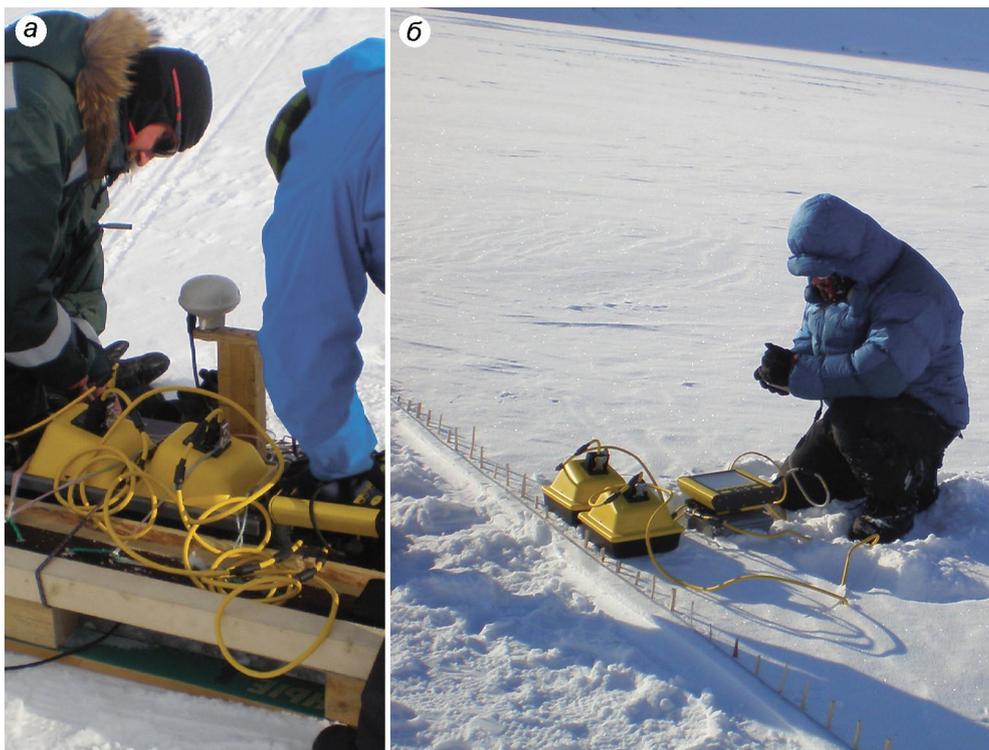


Рис. 11. Георадар pulseEKKO Pro с экранированными 500 МГц антеннами.

Применялся в 2014–2015 гг. для изучения толщины, слоистости и структуры снежного покрова на суше и ледниках Шпицбергена (а) и измерения скорости распространения радиоволн в снежном покрове (б) методом наклонного зондирования с общей глубинной точкой

Fig. 11. Georadar PulseEKKO Pro with 500 MHz shielded antennas.

It was used in 2014–2015 for study of thickness, layering and structure of snow cover on land (б) and glaciers (а) in Spitsbergen

гене, Земле Франца-Иосифа и Северной Земле установлены обширные участки ледниковых куполов и выводящих ледников, ложе которых находится ниже уровня моря — именно они могут испытывать самые быстрые сокращения при по-

теплении климата из-за увеличения айсбергового стока и создавать угрозу для судов и морских буровых платформ в Баренцевом и Карском морях.

3. Значительная часть политермических ледников на Шпицбергене относится к классу пуль-

сирующих и имеет зимний внутриледниковый сток. Это позволяет рассматривать такие ледники как потенциально механически неустойчивые, предрасположенные к быстрым подвижкам (сёрджам), и как возможные источники зимнего водоснабжения.

4. Установлены заметные пространственно-временные вариации содержания воды в тёплом льду двухслойных (политермических) ледников Шпицбергена, которые могут влиять на их динамическое поведение.

К перспективным направлениям применения радиолокационных методов в гляциологии следует отнести: изучение толщины и структуры снежного покрова на суше и ледниках как важных регуляторов термической структуры подстилающих сред и важного элемента баланса массы ледников; определение стока льда из ледниковых куполов и выводных ледников в окружающие моря.

Благодарности. Эта работа поддержана грантом РФФИ 14-05-00022а. Авторы статьи благодарны всем сотрудникам, принимавшим участие в полевых исследованиях ледников, обработке и интерпретации полученных данных.

Результаты теоретических и полевых исследований по данной теме опубликованы в 176 статьях в отечественных и зарубежных изданиях. Основные ссылки на них можно найти в публикациях, перечисленных ниже.

Acknowledgements. This work was supported by Russian Foundation for Basic Researches (grant 14-05-00022a). Authors thank all collaborators who participated in field researches of the glaciers, in processing and interpretation of the data obtained.

Results of theoretical and field investigations obtained in framework of this theme are published in 176 papers in national and foreign publications. The main references are indicated in the list below.

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

Котляков В.М. (ред.) Гляциология Шпицбергена. М.: Наука, 1985. 200 с.

Котляков В.М. (ред.) Режим и эволюция полярных ледниковых покровов. СПб.: Гидрометеоиздат, 1992. 232 с.

Котляков В.М. (ред.) Оледенение Северной и Центральной Евразии в современную эпоху. М.: Наука, 2006. 482 с.

Котляков В.М. (ред.) Оледенение Северной Евразии в недавнем прошлом и ближайшем будущем. М.: Наука, 2007. 368 с.

Мачерет Ю.Я. Радиозондирование ледников / Ред. В.М. Котляков. М.: Научный мир, 2006. 392 с.

Мачерет Ю.Я. Метки на экране. М.: Медиа-Пресс, 2006. 216 с.

Мачерет Ю.Я. Гляциологи на ледниках. М.-СПб.: Нестор-История, 2015. 144 с.

Содержание журнала за 2016 год*

Морские, речные и озёрные льды

- Алексеев В.Р.* Многолетняя изменчивость родниковых наледей-тарынов. С. 73–92.
- Бородкин В.А., Макштас А.П., Богородский П.В.* Припайный лёд в прибрежной части пролива Шокальского. С. 525–532.
- Попов А.В., Кубышкин Н.В., Рубчя А.В., Драбенко Д.В.* Динамика кромки заприпайной польны в Обской губе и прогноз её широтного положения. С. 387–398.

Палеогляциология

- Борзенкова И.И.* История оледенения Арктического бассейна: взгляд из прошлого для оценки возможных изменений в будущем. С. 221–234.
- Вакуленко Н.В., Котляков В.М., Парренин Ф., Сонечкин Д.М.* Исследование разномасштабных взаимосвязей между изменениями приземной температуры воздуха и концентрации CO₂ в атмосфере. С. 533–544.
- Маневич Т.М., Самойленко С.Б.* Колебания ледников Авачинской группы вулканов (Камчатка) в позднем голоцене. С. 399–412.
- Назаров А.Н., Мыглан В.С., Орлова Л.А., Овчинников И.Ю.* Активность ледника Малый Актру (Центральный Алтай) и изменения границы леса в бассейне Актру за исторический период. С. 103–118.
- Полещук К.В., Веркулич С.Р., Ёжиков И.С., Пушина З.В.* Последледниковые изменения относительного уровня моря на полуострове Файлдс, остров Кинг Джордж (Западная Антарктика). С. 93–102.

Прикладные проблемы

- Коновалов В.Г., Рудаков В.А.* Дистанционное определение резервного объёма прорывоопасных высокогорных озёр. С. 235–245.
- Лобкина В.А., Кононов И.А., Потапов А.А.* Система дистанционного мониторинга снеговой нагрузки на кровле зданий. С. 246–252.
- Попов С.В., Межонов С.В., Поляков С.П., Мартыанов В.Л., Лукин В.В.* Гляциогеофизические инженерные изыскания для подготовки лётного поля в

районе российской станции Мирный (Восточная Антарктида). С. 413–426.

- Ренкель А.Ф.* Роль льда в «Белых олимпиадах». С. 555–560.
- Сосновский А.В., Конторович И.И.* К расчёту опреснения минерализованного пористого льда при таянии. С. 545–554.

Путешествия, открытия

- Асоян Д.С., Рототаева О.В.* Девдоракский ледник, Казбек: к истории исследований природных катастроф в XIX и начале XXI в. С. 253–264.
- Ковалев О.В., Андреев М.Н., Райс В.В.* Пайкерит – льдокомпонит Второй мировой войны. С. 119–127.
- Котляков В.М., Кренёв В.А.* Кто «открыл» озеро Восток? С. 427–432.
- Котляков В.М., Мачерет Ю.Я.* 50 лет геофизических исследований ледников в Институте географии АН СССР/РАН (1966–2016). С. 561–574.

Обзоры и хроника

- Москалевский М.Ю.* Современные тенденции природных процессов в полярных областях Земли и перспективы российских полярных исследований: 11-я конференция в Сочи. С. 131–134.
- Перспективы российских полярных исследований в свете подготовки Международной полярной партнерской инициативы. С. 135–144.

Критика и библиография

- Ефремов Ю.В.* Ледниковая трагедия. О книге В.М. Котлякова, О.В. Рототаевой, Г.А. Носенко, Л.В. Десинова, Н.И. Осокина, Р.А. Чернова «Кармадонская катастрофа: что случилось и чего ждать дальше». М.: Издательский дом «Кодекс», 2014. 184 с. С. 128–130.
- Котляков В.М.* Рецензия на книгу Н.А. Шполянской «Плейстоцен-голоценовая история развития криолитозоны Российской Арктики «глазами» подземных льдов». С. 265–266.
- Котляков В.М., Чернова Л.П.* Аннотированная библиография русскоязычной литературы по гляциологии за 2014 год. С. 267–288.

Алфавитный указатель

Алексеев В.Р. С. 73
 Ананичева М.Д. С. 345
 Андреев М.Н. С. 119
 Асоян Д.С. С. 253
 Банцев Д.В. С. 29, 169
 Богородский П.В. С. 525
 Большианов Д.Ю. С. 358
 Борзенкова И.И. С. 221
 Бородкин В.А. С. 525

Буданцева Н.А. С. 20, 161
 Булатов Р.К. С. 358
 Вакуленко Н.В. С. 533
 Васильчук Ю.К. С. 20, 161
 Веркулич С.Р. С. 93
 Волков И.В. С. 29, 437
 Володин Е.М. С. 293
 Волчек А.А. С. 43
 Галанин А.А. С. 511

*Начало на странице 436.

- Ганюшкин Д.А. С. 29, 169, 437
 Глазовский А.Ф. С. 149
 Голобокова Л.П. С. 177
 Голубев В.Н. С. 309
 Голубева Е.Н. С. 61
 Докукин М.Д. С. 472
 Драбенко Д.В. С. 387
 Ёжиков И.С. С. 93, 358
 Екайкин А.А. С. 169
 Епифанов В.П. С. 333
 Ефремов Ю.В. С. 128
 Жданов В.В. С. 502
 Золотокрылин А.Н. С. 493
 Калюжный И.Л. С. 207
 Каминская М.М. С. 293
 Киреева М.Б. С. 161
 Ковалев О.В. С. 119
 Коновалов В.Г. С. 235, 453
 Кононов И.А. С. 246
 Конторович И.И. С. 545
 Костюк Д.А. С. 43
 Котляков В.М. С. 265, 267, 309, 427, 533, 561
 Кренёв В.А. С. 427
 Кубышкин Н.В. С. 387
 Кунаева Е.П. С. 29, 437
 Кутузов С.С. С. 5
 Лаврентьев И.И. С. 149
 Лавров С.А. С. 207
 Леонов М.Г. С. 309
 Лобкина В.А. С. 246
 Лукин В.В. С. 309, 413
 Лыткин В.М. С. 511
 Мавлюдов Б.Р. С. 20, 345
 Макштас А.П. С. 525
 Малахова В.В. С. 61
 Маневич Т.М. С. 399
 Марков А.Н. С. 309
 Мартьянов В.Л. С. 413
 Мачерет Ю.Я. С. 149, 561
 Межонов С.В. С. 413
 Михайлов А.Ю. С. 493
 Михаленко В.Н. С. 5
 Морозова П.А. С. 5, 293
 Москалевский М.Ю. С. 131
 Муравьев А.Я. С. 480
 Муравьев Я.Д. С. 480
 Мыглан В.С. С. 103
 Назаров А.Н. С. 103
 Невечеря А.П. С. 293
 Овчинников И.Ю. С. 103
 Онищук Н.А. С. 177
 Орлова Л.А. С. 103
 Осокин Н.И. С. 52, 189
 Отгонбаяр Д. С. 437
 Парамзин А.С. С. 358
 Парренин Ф. С. 533
 Петров Д.О. С. 43
 Пиманкина Н.В. С. 453
 Полещук К.В. С. 93
 Полькин В.В. С. 177
 Полькин В.В. С. 177
 Поляков С.П. С. 413
 Попов А.В. С. 387
 Попов С.В. С. 413
 Потапов А.А. С. 246
 Пушина З.В. С. 93
 Радионов В.Ф. С. 177
 Райс В.В. С. 119
 Рачкова А.Н. С. 358
 Ренкель А.Ф. С. 555
 Рец Е.П. С. 161
 Рототаева О.В. С. 253
 Рубченя А.В. С. 387
 Рудаков В.А. С. 235
 Рыбак О.О. С. 293
 Самойленко С.Б. С. 399
 Соколов В.Т. С. 358
 Сократов В.С. С. 369
 Сонечкин Д.М. С. 533
 Сосновский А.В. С. 52, 149, 189, 545
 Терпугова С.А. С. 177
 Титкова Т.Б. С. 493
 Тихомиров А.Б. С. 177
 Токарев И.В. С. 161
 Торопов П.А. С. 5
 Турков Д.В. С. 369
 Турчинович Ю.С. С. 177
 Федоров Г.Б. С. 358
 Хаткутов А.В. С. 472
 Хуриганова О.И. С. 177
 Чернов Р.А. С. 199
 Чернова Л.П. С. 267
 Чижова Ю.Н. С. 20, 161
 Чистяков К.В. С. 29, 169, 437
 Шепелев В.В. С. 381
 Шестакова А.А. С. 5
 Dahl-Jensen D. С. 309

Подписано в печать 9.12.2016 г. Выход в свет 29.12.2016 г. Формат 60 × 88^{1/8}
 Цифровая печать Усл.печ.л. 18.0 Усл.кр.-отт. 11.5 тыс. Уч.-изд.л. 18.0 Бум.л. 9.0
 Тираж 284 экз. Зак. 1029 Цена свободная

Соучредители: Российская академия наук, Русское географическое общество

Издатель: Российская академия наук. Издательство «Наука», 117997 Москва, Профсоюзная ул., 90
 Отпечатано в ППП «Типография «Наука», 121099 Москва, Шубинский пер., 6

ПРАВИЛА ДЛЯ АВТОРОВ ЖУРНАЛА «ЛЁД И СНЕГ»

В журнале публикуются статьи по проблемам гляциологии, а также научные сообщения теоретического, методического, экспериментального и прикладного характера, тематические обзоры, критические статьи и рецензии, библиографические сводки, хроника научной жизни. В каждом номере журнала несколько статей могут быть напечатаны с цветными иллюстрациями. Тексты статей представляются на русском языке или хорошем английском. Все материалы передаются в редакцию в электронном виде в сопровождении бумажной версии текста и рисунков. Объём статей – до 20 страниц текста (через 1,5 интервала), включая таблицы и список литературы; рисунков – не более 4–6. Текст набирается в формате Word. Параметры набора: шрифт Times New Roman, кегль 12, интервал 1,5; поля: верхнее и нижнее 2 см, левое 3 см, правое 1,5 см. Страницы статьи нумеруются. Статья проходит двойное внешнее рецензирование.

Статьи оформляются следующим образом. Сначала даются: УДК; *на русском языке* – название статьи, инициалы и фамилии всех авторов; полное название организации(ций), где выполнена работа; электронный адрес автора, ответственного за связь с редакцией. Затем те же сведения даются *на английском языке*, т.е.: заглавие и авторы; полное название организации(ций), где выполнена работа; второй раз e-mail главного автора. После этого на английском языке пишутся ключевые слова (не более 10) и авторское Summary статьи на 20–25 строк (здесь же обязательно прилагается перевод Summary на русский язык). Далее продолжается информация *на русском языке*: ключевые слова (не более 10); краткая аннотация (7–10 строк). Затем начинается текст статьи.

Основной текст разбивается на рубрики. Обычно это введение, постановка проблемы, методика исследований, результаты исследований, обсуждение результатов, заключение (выводы). В конце статьи следует привести благодарности лицам, оказавшим помощь в подготовке статьи, и дать ссылку на грант, способствовавший выполнению этой работы. *Благодарности даются на русском, а затем на английском языке (Acknowledgments).*

Для статьи, представляемой *на английском языке*, требуются: УДК; *перевод на русский язык* всей информации, которая даётся перед началом статьи в журнале. Кроме того, в конце статьи необходимо поместить расширенный реферат на русском языке (1–1,5 стр.). Должны быть также переведены на русский язык подписи к рисункам.

Ссылки на литературу нумеруются *последовательно, в соответствии с порядком их первого упоминания в тексте*. В списке литературы под заголовком «Литература» указываются только опубликованные работы, на которые есть ссылки в тексте. Ссылки по тексту даются в квадратных скобках. Список литературы должен быть точно выверен авторами по правилам журнала, см. сайт <http://ice-snow.igras.ru>.

Затем следуют подрисуночные подписи на русском и английском языках. Далее помещаются таблицы. В тексте даются ссылки на все таблицы. Таблицы и графы в них должны иметь заголовки, сокращения слов в таблицах не допускаются. Таблицы, как и текст, набираются в формате Word.

Математические обозначения, символы и простые формулы набираются основным шрифтом статьи, а сложные формулы – в MathType. *Нумеруются только те формулы, на которые есть ссылки по тексту*. Русские и греческие буквы в формулах и тексте, а также химические элементы набираются прямым шрифтом, латинские буквы – курсивом. Аббревиатуры в тексте, кроме общепринятых, не допускаются.

Рисунки и фотографии помещаются в отдельных файлах: для растровых изображений в формате JPEG/TIFF/PSD, для цветных – в формате, совместимом с CorelDraw или Adobe Illustrator (не допускаются рисунки в формате Word или Excel). Публикация цветных иллюстраций ограничена. Рисунки должны быть вычерчены электронным образом и не перегружены лишней информацией. Если рисунки требуют электронного объёма более 800–1000 КБ, например фотографии или карты, то их следует продублировать, максимально уменьшив (менее 200 КБ), и дать в JPEG (для пересылки электронной почтой рецензентам, в редакции работают с оригиналами ббльшего объёма). Все словесные надписи на рисунках даются только на русском языке; все условные знаки обозначаются цифрами (курсивом) с расшифровкой в подрисуночных подписях. В тексте должны быть даны ссылки на все рисунки.

В конце статьи прилагается второй список литературы (**References**) на латинице для размещения его в журнале параллельно со списком литературы на русском языке. Оформление такого списка см. <http://ice-snow.igras.ru>.

Далее следует сообщить фамилию, имя и отчество автора, ответственного за связь с редакцией, а также номер его контактного телефона и краткие служебные данные. Статьи, не соответствующие указанным требованиям, рассматриваться не будут. При работе над рукописью редакция вправе её сократить. Автор, подписывая статью и направляя её в редакцию, тем самым передаёт авторские права на издание этой статьи журналу «Лёд и Снег».

При подготовке статьи для публикации в журнале авторы должны обязательно ознакомиться с более подробными правилами оформления статей на сайте журнала «Лёд и Снег» <http://ice-snow.igras.ru>

Адрес редакции журнала «Лёд и Снег»: 117312, г. Москва, ул. Вавилова, 37, Институт географии РАН. Тел. 8-(499)-124-73-82. E-mail: khronika@mail.ru

СОДЕРЖАНИЕ

Ледники и ледниковые покровы

- Д. А. Ганюшкин, Д. Отгонбаяр, К. В. Чистяков, Е. П. Кунаева, И. В. Волков.** Современное оледенение хребта Цамбагарав (северо-западная Монголия) и его изменение с максимума малого ледникового периода. 437
- В. Г. Коновалов, Н. В. Пиманкина.** Пространственно-временное изменение составляющих водного баланса на северном склоне Заилийского Алатау. 453
- М. Д. Докукин, А. В. Хаткутов.** Озёра у ледника Малый Азау на Эльбрусе: динамика и прорывы. 472
- А. Я. Муравьев, Я. Д. Муравьев.** Колебания ледников Ключевской группы вулканов во второй половине XX – начале XXI вв. 480

Снежный покров и снежные лавины

- А. Ю. Михайлов, А. Н. Золотокрылин, Т. Б. Титкова.** Положения арктического фронта в периоды похолодания и потепления Арктики. 493
- В. В. Жданов.** Экспериментальный метод прогноза лавин на основе нейронных сетей. 502

Подземные льды и наледи

- В. М. Лыткин, А. А. Галанин.** Каменные глетчеры хребта Сунтар-Хаята. 511

Морские, речные и озёрные льды

- В. А. Бородкин, А. П. Макштас, П. В. Богородский.** Припайный лёд в прибрежной части пролива Шокальского. 525

Палеогляциология

- Н. В. Вакуленко, В. М. Котляков, Ф. Парренин, Д. М. Сонечкин.** Исследование разномасштабных взаимосвязей между изменениями приземной температуры воздуха и концентрации CO₂ в атмосфере. 533

Прикладные проблемы

- А. В. Сосновский, И. И. Конторович.** К расчёту опреснения минерализованного пористого льда при таянии. 545
- А. Ф. Ренкель.** Роль льда в «Белых олимпиадах». 555

Путешествия, открытия

- В. М. Котляков, Ю. Я. Мачерет.** 50 лет геофизических исследований ледников в Институте географии АН СССР/РАН (1966–2016). 561
- Содержание журнала за 2016 год. 436, 575, 576