



РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ

ISSN 1560-7496

КРИОСФЕРА ЗЕМЛИ



4

ИЮЛЬ–АВГУСТ

ТОМ XXIX, 2025

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

Главный редактор

член-корреспондент РАН, д-р геол.-мин. наук *М.Н. Железняк*

Заместители главного редактора:

академик РАН, д-р геогр. наук *В.М. Котляков*

д-р геол.-мин. наук *Д.С. Дроздов*

Научный консультант академик РАН *В.П. Мельников*

Ответственный секретарь д-р геол.-мин. наук *В.Е. Тумской*

Члены редколлегии:

д-р геогр. наук *В.Р. Алексеев*, д-р геол.-мин. наук *А.В. Брушков*, д-р геол.-мин. наук *А.Ю. Бычков*, д-р геол.-мин. наук *А.А. Васильев*, д-р геогр. наук *С.Р. Веркулич*, д-р геогр. наук *А.С. Виктор*, д-р физ.-мат. наук *М.Л. Владов*, д-р геогр. наук *А.Ф. Глазовский*, д-р геол.-мин. наук *Я.Б. Горелик*, д-р геогр. наук *М.Н. Григорьев*, д-р геол.-мин. наук *А.Д. Дучков*, д-р хим. наук *В.А. Истомин*, канд. геол.-мин. наук *М.З. Каневский* (США), академик РАН *Н.С. Касимов*, канд. геогр. наук *А.И. Кизяков*, д-р геол.-мин. наук *И.А. Комаров*, д-р техн. наук *И.Н. Модин*, д-р хим. наук *А.Н. Нестеров*, д-р геогр. наук *С.А. Огородов*, канд. геол.-мин. наук *В.В. Оленченко*, канд. геогр. наук *Д.А. Петраков*, д-р геол.-мин. наук *Ф.М. Ривкин*, канд. геол.-мин. наук *Е.М. Ривкина*, д-р геогр. наук *В.В. Rogov*, проф. *В.Е. Романовский* (США), канд. геол.-мин. наук *М.Р. Садуртдинов*, д-р геол.-мин. наук *Е.А. Слагода*, д-р биол. наук *А.В. Соромотин*, д-р геол.-мин. наук *В.Т. Трофимов*, д-р геогр. наук *А.Н. Фёдоров*, д-р техн. наук *Л.Н. Хрусталеv*, проф. *Х.-В. Хуббертен* (ФРГ), д-р геол.-мин. наук *В.Г. Чеверев*, д-р геол.-мин. наук *Г.А. Черкашев*, канд. геол.-мин. наук *Чжан Цзэ* (КНР), канд. геол.-мин. наук *Е.М. Чувилин*, д-р геол.-мин. наук *В.В. Шепелёв*, проф. *Н.И. Шикломанов* (США), проф. *Ю.Л. Шур* (США)

Адрес редакции: 117312, Москва, ул. Вавилова, 37, комн. 22

Институт географии РАН

Редакция журнала “Криосфера Земли”

Редакционная группа: *Н.В. Арутюнян, к.г.н. Н.Г. Белова, к.г.-м.н. О.М. Лисицына, к.г.-м.н. Г.Е. Облогов*

Редактор английского перевода *к.г.н. Д.Е. Конюшков*

Тел. +7(985) 957-10-01, e-mail: kriozem@gmail.com

Учредители журнала:

Сибирское отделение Российской академии наук

ФИЦ Тюменский научный центр СО РАН

Институт мерзлотоведения им. П.И. Мельникова СО РАН

Журнал основан и издается при участии Института криосферы Земли – обособленного структурного подразделения ФИЦ ТюмНЦ СО РАН

Настоящий номер издан при финансовой поддержке компании “Норникель” и ООО “НПО “Север”

Подготовлено к печати Сибирским отделением РАН

Зав. редакцией *М.А. Трашкева*

Художественный редактор *Н.Ф. Суранова*

Компьютерная верстка *Н.М. Райзвих*

Фотография на обложке *В.Е. Тумского*.

Термоэрозивно-пещерный лед в теле ледяной жилы отложений ледового комплекса.

Долина р. Индигирки. Август 2023 г.

Подписано в печать 15.08.25. Дата выхода в свет 31.08.25. Формат 60×84¹/8.

Усл. печ. л. 8,95. Уч.-изд. л. 8,9. Тираж 100 экз. Свободная цена. Заказ № 160.

Журнал зарегистрирован в Федеральной службе по надзору в сфере связи, информационных технологий и массовых коммуникаций 31.03.2023. ПИ № ФС 77-85088.

Адрес издателя: 625026, Тюмень, ул. Малыгина, 86, ФИЦ Тюменский научный центр СО РАН, тел.: (3452) 68-87-71

Отпечатано в Сибирском отделении РАН. 630090, Новосибирск, Морской пр. 2

Тел.: (383) 330-84-66, e-mail: e.lyannaya@sb-ras.ru, <https://www.sibran.ru>

EDITORIAL BOARD

Chief Editor

M.N. Zheleznyak, Corresponding Member of Russian Academy of Sciences

Associate chief editors:

V.M. Kotlyakov, Full Member of Russian Academy of Sciences

D.S. Drozdov, Doctor of Sciences

Scientific consultant

V.P. Melnikov, Full Member of Russian Academy of Sciences

Executive secretary

V.E. Tumskoy, Doctor of Sciences

Editorial board:

V.R. Alekseev, professor; *A.V. Brouchkov*, Doctor of Sciences; *A.Yu. Bychkov*, professor of RAS; *A.A. Vasiliev*, Doctor of Sciences; *S.R. Verkulich*, Doctor of Sciences; *A.S. Viktorov*, Doctor of Sciences; *M.L. Vladov*, professor; *A.F. Glazovsky*, Dr.; *J.B. Gorelik*, Doctor of Sciences; *M.N. Grigoriev*, Doctor of Sciences; *A.D. Duchkov*, professor; *V.A. Istomin*, professor; *M.Z. Kanevskiy*, professor (USA); *N.S. Kasimov*, Full Member of RAS; *A.I. Kizyakov*, Dr.; *I.A. Komarov*, professor; *I.N. Modin*, professor; *A.N. Nesterov*, Doctor of Sciences; *S.A. Ogorodov*, professor of RAS; *V.V. Olenchenko*, Dr.; *D.A. Petrakov*, Dr.; *F.M. Rivkin*, Doctor of Sciences; *E.M. Rivkina*, Dr.; *V.V. Rogov*, professor; *V.E. Romanovsky*, professor (USA); *M.R. Sadurtdinov*, Dr.; *E.A. Slagoda*, Doctor of Sciences; *A.V. Soromotin*, Doctor of Sciences; *V.T. Trofimov*, professor; *A.N. Fedorov*, Doctor of Sciences; *L.N. Khrustalev*, professor; *H. Hubberten*, professor (Germany); *V.G. Cheverev*, Doctor of Sciences; *G.A. Cherkashev*, professor; *Ze Zhang* (China); *E.M. Chuvin*, Dr.; *V.V. Shepelev*, professor; *N.I. Shiklomanov*, professor (USA); *Yu.L. Shur*, professor (USA)

Editorial Office of *Earth's Cryosphere*

Institute of Geography, Russian Academy of Sciences

Vavilova St. 37, office 22, Moscow, 117312 Russia

Editorial staff: *N.V. Arutyunyan*, *N.G. Belova*, *O.M. Lisitsyna*, *G.E. Oblogov*

Editor of the English translation *D.E. Konyushkov*

Phone: +7(985) 957-10-01, e-mail: kriozem@gmail.com

Journal promoted by:

Russian Academy of Sciences, Siberian Branch

Tyumen Scientific Centre SB RAS

Melnikov Permafrost Institute SB RAS

The journal was founded and published with the participation of the Institute of the Earth's Cryosphere – a separate structural unit of the Tyumen Scientific Centre SB RAS

This issue was published with the financial support of Norilsk Nickel company and LLC NPO “Sever”

Edited and prepared for press by the Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences

Editorial Manager *M.A. Trashkeeva*

Designed by *N.F. Suranova*

Typeset by *N.M. Raizvikh*

Cover photo by *V.E. Tumskoy*.

Thermoerosion-cave ice in the body of an ice vein of ice complex deposits.

Indigirka River Valley. August, 2023.

Publisher address: Tyumen Scientific Centre SB RAS, Malygina St. 86, Tyumen, 625026 Russia
phone: (3452) 68-87-71

Printed by the Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences.

Morskoi Pr. 2, Novosibirsk, 630090 Russia

Phone: (383) 330-84-66, e-mail: e.lyannaya@sb-ras.ru, <https://www.sibran.ru>

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ

КРИОСФЕРА ЗЕМЛИ
НАУЧНЫЙ ЖУРНАЛ

Основан в январе 1997	Периодичность 6 вып. в год	Том XXIX, № 4	Июль–август 2025
--------------------------	-------------------------------	---------------	---------------------

СОДЕРЖАНИЕ

КОНЦЕПТУАЛЬНЫЕ ОСНОВЫ КРИОЛОГИИ

- Тумской В.Е. Проблема понимания и использования терминов “едома” и “ледовый комплекс”. . . 3

РЕГИОНАЛЬНАЯ И ИСТОРИЧЕСКАЯ ГЕОКРИОЛОГИЯ

- Алексеев С.В., Алексеева Л.П., Васильчук Ю.К., Светлаков А.А., Пеллинен В.А.,
Королева Е.С. Криолитозона Окинского плоскогорья: основные параметры
и их изменчивость в связи с динамикой климата 22

ПОВЕРХНОСТНЫЕ И ПОДЗЕМНЫЕ ВОДЫ СУШИ

- Глотов В.Е. Неоднородности стока малых горных водотоков бассейна Верхней Колымы
в начале зимней межени 37

СНЕЖНЫЙ ПОКРОВ И ЛЕДНИКИ

- Ганюшкин Д.А., Останин О.В., Банцев Д.В., Грига С.А., Горбунова Ю.А., Деркач Е.С.,
Распутина В.А., Волков И.В., Чистяков К.В., Андреева Т.А. Сокращение ледников
массива Таван-Богдо-Ола с максимума малого ледникового периода и его современное
ускорение 50

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ КРИОСФЕРЫ

- Осташов А.А., Макарьева О.М., Мазурок А.В., Нестерова Н.В., Землянскова А.А.
Методика применения беспилотных авиационных систем для оценки морфометрических
характеристик наледей. 64

ХРОНИКА

- Железняк М.Н., Шепелев В.В., Сыромятников И.И. Марк Михайлович Шац
(29.01.1944–23.09.2024). 75

© Сибирское отделение РАН, 2025
© ФИЦ Тюменский научный центр СО РАН, 2025
© Институт мерзлотоведения им. П.И. Мельникова СО РАН, 2025

RUSSIAN ACADEMY OF SCIENCES
SIBERIAN BRANCH

EARTH'S CRYOSPHERE
SCIENTIFIC JOURNAL

Founded in January 1997	6 issuers per year	Vol. XXIX, No. 4	July–August 2025
----------------------------	-----------------------	------------------	---------------------

CONTENTS

CONCEPTUAL PRINCIPLES OF CRYOLOGY

- Tumskoy V.E.** Yedoma and ice complex – problems of understanding and usage. 3

REGIONAL AND HISTORICAL GEOCRYOLOGY

- Alexeev S.V., Alexeeva L.P., Vasil'chuk Yu.K., Svetlakov A.A., Pellinen V.A., Koroleva E.S.**
Permafrost of the Oka plateau: key parameters and their variability due to climate dynamics 22

SURFACE AND GROUND WATERS IN TERRESTRIAL PERMAFROST REGION

- Glotov V.E.** Heterogeneity of runoff of small mountain streams of the Upper Kolyma basin
at the beginning of winter low water. 37

SNOW COVER AND GLACIERS

- Ganyushkin D.A., Ostanin O.V., Bantsev D.V., Griga S.A., Gorbunova Yu.A., Derkach E.S.,
Rasputina V.A., Volkov I.V., Chistyakov K.V., Andreeva T.A.** Glacier shrinkage
in the Tavan-Bogd Massif since the Little Ice Age maximum and its recent acceleration. 50

METHODS OF CRYOSPHERIC RESEARCH

- Ostashov A.A., Makarieva O.M., Mazurok A.V., Nesterova N.V., Zemlianskova A.A.** Method
of using unmanned aerial systems for assessment of morphometric characteristics of aufeis 64

CHRONICLE

- Zheleznyak M.N., Shepelev V.V., Syromyatnikov I.I.** Mark Mikhailovich Shatz
(January 29, 1944–September 23, 2024) 75

© Siberian Branch of the RAS, 2025
© Tyumen Scientific Centre SB RAS, 2025
© Melnikov Permafrost Institute SB RAS, 2025

КОНЦЕПТУАЛЬНЫЕ ОСНОВЫ КРИОЛОГИИ

УДК 551.345

DOI: 10.15372/KZ20250401

EDN: PMBKBJ

ПРОБЛЕМА ПОНИМАНИЯ И ИСПОЛЬЗОВАНИЯ ТЕРМИНОВ “ЕДОМА” И “ЛЕДОВЫЙ КОМПЛЕКС”

В.Е. Тумской

*Институт мерзлотоведения им. П.И. Мельникова СО РАН,
677010, Якутск, ул. Мерзлотная, 36, Россия**E-mail: vtumskoy@gmail.com*

Рассмотрена этимология и история развития научных терминов “едома” и “ледовый комплекс”, широко используемых учеными разных направлений при исследовании ландшафтов, геоморфологических условий, геологии четвертичных образований и истории криолитогеоза на Северо-Востоке Евразии. Обсуждаются проблемы в употреблении этих терминов, неточности и разночтения, зафиксированные в справочной и учебной литературе. С учетом новых данных о строении сильнольдистых отложений, полученных за последние четверть века, приведены новые основания для их уточнения и предложены их определения. Показано, что терминологические проблемы часто связаны с недоизученностью определяемых объектов, а также с небрежностью исследователей в использовании терминов и изложении своих результатов.

Ключевые слова: едома, ледовый комплекс, алас, термокарст, стратиграфия, неоплейстоцен, криолитозона, четвертичные отложения, Якутия.

Ссылка для цитирования: Тумской В.Е. Проблема понимания и использования терминов “едома” и “ледовый комплекс” // Криосфера Земли, 2025, т. XXIX, № 4, с. 3–21. DOI: 10.15372/KZ20250401. EDN: PMBKBJ.

YEDOMA AND ICE COMPLEX – PROBLEMS OF UNDERSTANDING AND USAGE

V.E. Tumskoy

*Melnikov Permafrost Institute, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences,
Merzlotnaya St. 36, Yakutsk, 677010 Russia**E-mail: vtumskoy@gmail.com*

The article examines the etymology and history of the evolution of the scientific terms “yedoma” and “ice complex”, widely used by scientists of different fields in the study of landscapes, geomorphological conditions, Quaternary geology and the history of cryolithogenesis in the North-East of Eurasia. Some problems in the use of these terms, inaccuracies and discrepancies recorded in reference and educational literature are considered. Based on new data on the structure of ice-rich deposits obtained over the past quarter of a century, new grounds for their clarification are given and their definitions are proposed. It is shown that terminological problems are often associated with under-exploration of the objects being defined, but to no lesser extent they are determined by the verbal carelessness of researchers in the presentation of their results.

Keywords: yedoma, ice complex, alas, thermokarst, stratigraphy, Neopleistocene, cryolithozone, Quaternary deposits, Yakutia.

ВВЕДЕНИЕ

Сильнольдистые отложения, имеющие суммарную объемную льдистость более 50–60 %, широко распространены на территории криолитозоны и известны как в Евразии, так и в Северной Америке. Они приурочены к верхним горизонтам мерзлых толщ до глубины 60–80 м. Значительная льдистость в них чаще всего обусловлена различ-

ными типами залежеобразующих льдов, в первую очередь пластовыми и повторно-жильными, в меньшей степени – сегрегационными текстурообразующими. Сингенетические и эпигенетические повторно-жильные льды (ПЖЛ) широко распространены на территории криолитозоны в различных по составу, возрасту и происхождению дис-

персных отложениях. Особое место среди таких отложений с ПЖЛ занимают толщи неоплейстоценовых пород, которые в настоящее время на территории низменностей Северной Якутии обычно связаны с едомами – возвышенностями, окруженными аласами. Благодаря этому со временем их стали называть “едомными отложениями” [Васьковский,

1963]. Во многом аналогичные по составу и строению толщ были описаны в Центральной Якутии [Григорьев, 1932; Граве, 1944; Соловьев, 1959]. Здесь они также слагают невысокие возвышенности, называемые межаласьями, но обнажены гораздо хуже, что существенно затрудняет их изучение. П.А. Соловьев [1959] назвал их ледовым комплексом (ЛК).

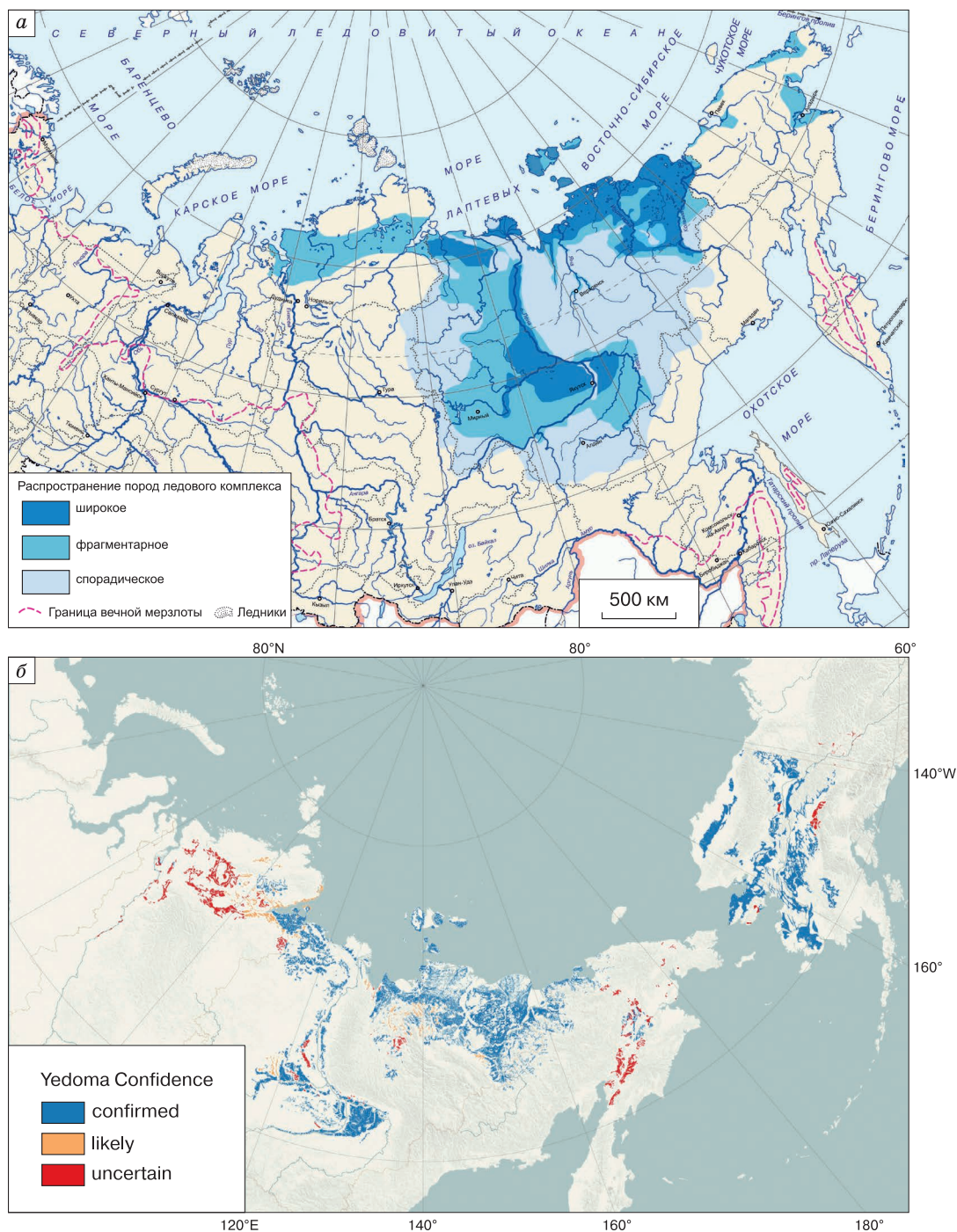


Рис. 1. Распространение отложений едом (ледового комплекса):

а – из работы [Конищев, 2011]; *б* – из работы [Strauss et al., 2021].

Впечатляющие обнажения отложений едом и ледового комплекса известны по берегам многих рек и озер, на побережье морей не только в Якутии, но и на Чукотке и Аляске, а также во многих других районах [Конищев, 2011; Strauss et al., 2021; Shur et al., 2022] (рис. 1).

При оттаивании этих отложений в обнажениях временно скапливается оттаявший материал, называемый “няша” (“жидкая илистая грязь”, как заимствование из саамского и норвежского языков), в котором почти всегда присутствуют костные остатки и фрагменты туш животных мамонтовой фауны. Поэтому уже у первопроходцев Северо-Востока сформировалось однозначное представление о связи между едомами, подземными льдами и остатками мамонтовой фауны.

Загадки происхождения и существования огромных масс подземных льдов и вмещающих их отложений, тесная связь с ними многочисленных остатков млекопитающих мамонтовой фауны с XIX в. привлекают внимание многочисленных исследователей. Этой теме посвящены сотни публикаций, в которых слова и словосочетания “едома”, “едомные отложения”, “edomная свита”, “ледовый комплекс” и другие используются как синонимы. В начале 70-х годов XX столетия применительно к этим сильнольдистым толщам стали использоваться также понятия “edomный комплекс”, “лесово-ледовая формация”, “лесово-ледяные отложения” [Томирдиаро, 1975, 1980], “криогенно-эоловые отложения” [Колпаков, 1983], “лессоиды” [Астахов и др., 2021] и т. д. Однако все эти слова и понятия означают отнюдь не одно и то же, а многие из них излишни. При их использовании в научных работах в качестве терминов они требуют четкой дефиниции и, что не менее важно, ее соблюдения! Наиболее яркое и самобытное название “едома” в настоящее время в виде кальки “yedoma” укоренилось в англоязычной литературе как официальное обозначение такого рода отложений [Schirmer et al., 2013], хотя первоначально в Северной Америке использовалось слово “muck” [Shur et al., 2022]. Оно пришло из лексикона золотодобытчиков Юкона и означало “грязь” (аналог отечественной “няши”), которая образуется при протаивании льдистых алевроитов.

В результате до настоящего времени в научной литературе существует путаница, затрудняющая коммуникацию не только российских и зарубежных исследователей, но и в первую очередь отечественных криолитологов и геологов-четвертичников. Цель настоящей статьи заключается в определении вышеприведенных понятий, установлении их различий и взаимоотношений, упорядочивании их использования. Из-за ограниченного объема работы ссылки приводятся только на избранные источники.

ИСТОРИЯ ПОНЯТИЯ “ЕДОМА”

В период с 1634 по 1643 г. отряды казачьих служилых людей пришли на Индигирку, Алазею и Колыму. Большинство казаков под предводительством М.В. Стадухина, С.И. Дежнева, Д.М. Ярило и других были поморами, родом из деревень по берегам Пинеги и других районов Северо-Запада России [Магидович И.П., Магидович В.И., 1983]. Они привнесли сюда топонимы, типичные для Карелии, Архангельской области, Поморья и др., откуда родом и слово “едома”. Этимологически оно имеет финно-угорское происхождение и восходит к карельскому, вепсскому и финскому языкам. Корень eda-, etä- реализуется в словах “etemmä” – дальше, подальше; “etemmäkkäl'i” – далековато; “etempi” – дальний, дальше; “etähin'i”, “ed'ähin'e” – далёкий, дальний, отдалённый и других [Тенегин, 1976; Мищенко, 2003; Мызников, 2019]. В русских говорах этот карело-вепсский корень находит отражение в целом ряде заимствованных слов: едома, эдома, андома. Под ними обычно понимаются удаленные залесенные высокие берега или возвышенности.

На Нижней Печоре и на Пинеге едомами (эдомами) называют возвышенности, гряды, покрытые еловым или хвойно-мелколиственным лесом. В настоящее время в Архангельской области, а особенно на Пинежье, существует множество топонимов *Едома* и *Эдома* (гора, река, села, озера и т. д.). В Вологодской области находится широко известная Андомская возвышенность (Андома-гора), а также река Андома, с. Едома. В нижнем течении крупных рек Яно-Индигирской и Колымской низменностей, на некотором удалении от берега моря, лиственный лес появляется на возвышенностях, тогда как в аласах и на многих заболоченных участках речных террас и пойм преобладают тундровые ландшафты. Поэтому именно на территории приморских низменностей Якутии слово “едома” было применено к объектам, сходным по облику с привычными для первопроходцев возвышенностями Поморья на Северо-Западе России. Возможно, тогда же оно стало использоваться и для безлесных возвышенностей в тундровой зоне, так как, передвигаясь по рекам, можно было видеть, как залесенные едомы постепенно сменяются голыми возвышенностями, или наоборот (рис. 2). При этом едомами называли именно заметные на низменности возвышенности, совсем необязательно сложенные породами с ископаемыми льдами. Достаточно вспомнить возвышенности Походской и Каменной едом, расположенные в дельте р. Колымы, сложенные коренными породами и не имеющие леса, так как это уже зона тундры. Немало таких возвышенностей и в нижнем течении р. Индигирки (возвышенности Джелон-

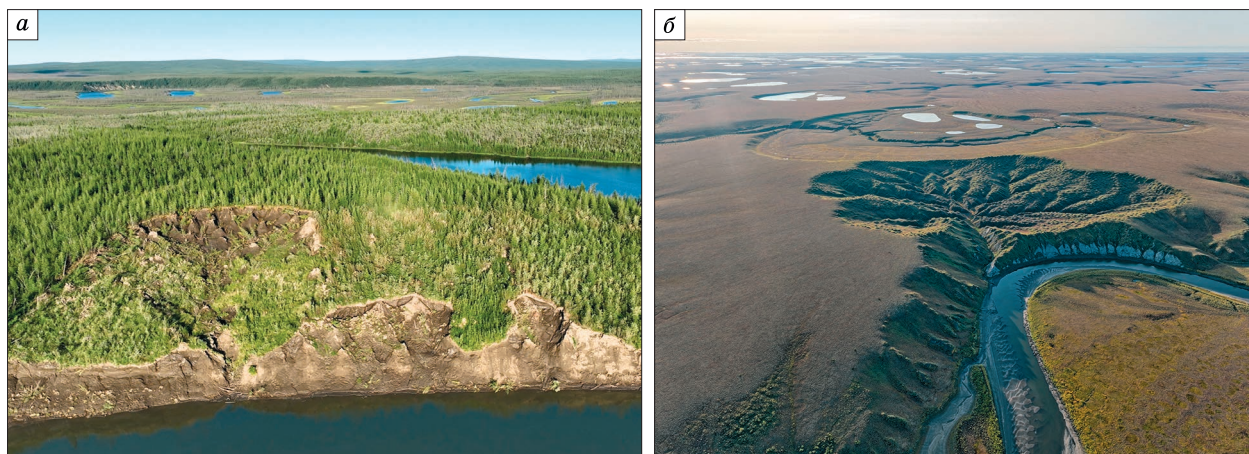


Рис. 2. Едомы в разных ландшафтах:

а – залесённые в зоне северной тайги (обнажение Малыхчын, р. Индигирка); *б* – в зоне тундры (протока Аччыгый–Аллаиха, низовья р. Индигирки).

Сисэ, Тастахская, Болбукталах и др.). Лишь позднее стало ясно, что многие едомы имеют сходное строение и состав.

По-видимому, впервые слово “едома” появляется в записках А.Е. Фигурина [1823], где он единожды упомянул, что едомы – это земляные возвышенности. При этом П.Ф. Анжу, участником экспедиции которого был А.Е. Фигурин, это слово не использует в своем описании берегов Ледовитого океана 1849 г. В дальнейшем в научных работах и описаниях территории Яно-Индигирской и Абыйской низменностей, а также Новосибирских островов понятие “едома” не используется в работах Л.И. Шренка [1885], А.А. Бунге, Э.В. Толля, К.К. Воллосовича, М.М. Ермолаева, Ю.Д. Чирихина (цит. по [Шумский, 1959]). Однако оно неоднократно встречается в исследовании А.Л. Биркенгофа [1934] по низовьям р. Индигирки, где он объясняет, что едомы – это “плосковерхие столбовые возвышенности”. Далеко не сразу слово “едома” вошло в научный обиход.

Из вышесказанного очевидно, что совершенно несостоятельно представление о происхождении понятия “едома” как производного от слова “съемная” земля [Ершов, 2002; Астахов и др., 2021], относимых казаками-первопроходцами к невысоким возвышенностям, якобы на основании того, что их склоны часто подмывались (“съедались”) озерами, реками или морем.

Таким образом, в исходном значении слова на территории приморских низменностей Якутии под едомой понимается форма рельефа в виде залесённой или голой возвышенности, ограниченной аласными котловинами, долинами рек или морским побережьем.

ИСТОРИЯ ТЕРМИНА “ЛЕДОВЫЙ КОМПЛЕКС”

Термин “ледовый комплекс” появился в Центральной Якутии в середине XX в., т. е. на три века позже, чем “едома”. Первые данные о наличии подземных (“ископаемых”) льдов здесь появились в XIX в. после работ А.Ф. Миддендорфа, но лишь в конце 20-х – начале 30-х годов прошлого века, после работ А.А. Григорьева [1932], они надолго привлекли внимание ученых. А.А. Григорьев рассматривал их как погребенные остатки неподвижных фирновых полей и промерзших до дна озер, а В.А. Обручев [1931] предположил, что это остатки мертвого льда ледников, спускавшихся с Верхоянского хребта на прилегающую предгорную равнину. Господствовавшие в первой половине XX в. геологические представления о фирновом или ледниковом происхождении толщ ископаемых льдов [Толль, 1897] вполне гармонизировали с их широким распространением на территории Центральной Якутии. Исходя из этого, в первых работах ископаемые льды представлялись как единое тело, хотя уже Н.А. Граве [1944], придерживаясь в целом представлений А.А. Григорьева об их фирновом происхождении, писал, что они залегают не сплошным покровом, а в виде прерывистых пятен.

Начаты в 1940 г. сотрудниками Института мерзлотоведения им. В.А. Обручева планомерные исследования ископаемых льдов Центральной Якутии показали, что проблема их распространения и происхождения тесно связана с проблемой происхождения аласного рельефа. Большинство исследователей изначально связывали возникновение и распространение аласов с процессом тер-

мокарста по ископаемым льдам [Григорьев, 1932; Ефимов, Граве, 1940; Граве, 1944; Соловьев, 1959; Качурин, 1961]. Существовало мнение, что на месте современных аласов были некие первичные котловины, в пределах которых накапливались подземные льды, что подразумевало предопределенность в расположении аласов. После того, как было показано [Ефимов, Граве, 1940], что таких котловин не существует, но образование аласов действительно связано с протаиванием ископаемых льдов, сами аласы как формы рельефа стали восприниматься в качестве признаков присутствия ископаемых льдов и использоваться для составления карт их распространения [Соловьев, 1947]. Плоские водоразделы, оставшиеся между аласами и содержавшие не вытаявший лед, А.И. Ефимов, Н.А. Граве, П.А. Соловьев и другие называли межаласьями, причем межаласьем П.А. Соловьев называет также основную, т. е. исходную, поверхность области развития аласов [Соловьев, 1959].

Из-за плохой обнаженности разрезов четвертичных отложений в Центральной Якутии основным методом изучения их строения и условий залегания было и до сих пор остается бурение. В 40–50-е годы XX в. были пробурены десятки скважин, на основании которых впервые стало возможно установить различие в строении аласов и межаласий. При анализе строения межаласий «...некоторые общие закономерности залегания ископаемого льда, выявленные бурением большого числа скважин, удобнее описывать, рассматривая льдистую толщу как “ледовый комплекс”» [Соловьев, 1959]. Первый раз это понятие использовано и определено в отчете 1951 г. (хранится в Фондах Института мерзлотоведения), где сказано, что “**ледовый комплекс** – толща пылеватых грунтов, включающая массивы ископаемого льда различных размеров, рассматриваемая как единое целое”. До конца 1940-х годов П.А. Соловьев придерживался мнения А.А. Григорьева и Н.А. Граве о происхождении ископаемых льдов Центральной Якутии, считая их захороненными фирновыми полями. Поэтому, вводя понятие “ледовый комплекс”, П.А. Соловьев скорее понимал под ним “ледниковый комплекс”, не используя это более четкое название потому, что генезис ископаемых льдов тогда был еще не доказан. Однако уже через несколько лет было доказано, что ископаемые льды в Центральной Якутии имеют повторно-жильное происхождение [Шумский, 1952]. Б.Н. Достовалов [1952] объяснил физико-геологический механизм образования и роста ПЖЛ, А.И. Попов [1953] раскрыл механизм накопления толщ отложений с такими льдами. С их результатами согласились практически все мерзлотоведы, поэтому в своей монографии П.А. Соловьев [1959] придерживается уже иного мнения о происхожде-

нии ископаемых льдов, считая их повторно-жильными, однако понятие ледового комплекса им используется в том же смысле, что и ранее – как термин, удобный для описания льдонасыщенного горизонта, по которому развивался термокарст и формировались аласы.

Согласно известному определению, данному П.А. Соловьевым [1959], “**ледовый комплекс можно трактовать как особый горизонт, насыщенный жилами льда, более или менее единый и плащеvidно залегающий на обширных участках, но неоднородный по возрасту, составу, генезису и мощности**”. Из этого определения следует два очевидных вывода. Первый заключается в том, что основным критерием выделения ледового комплекса служит присутствие в нем жил льда (из контекста монографии понятно, что речь идет преимущественно о сингенетических ПЖЛ), а все остальные характеристики горизонта могут меняться от места к месту. Второй вывод, основанный на сравнении определения ледового комплекса в упоминавшемся отчете 1951 г. и в монографии 1959 г., заключается в том, что ледовый комплекс – это толща отложений с ПЖЛ, рассматриваемая как единое целое, как горизонт, имеющий при этом определенное стратиграфическое положение, так как именно по отложениям с ПЖЛ впоследствии развивался термокарст и формировались аласы. При этом плащеvidное (т. е. покровное) залегание отражает тесную связь горизонта ледового комплекса с межаласьями: “Межаласье – поверхность форм рельефа, в строении которых значительное участие принимает ископаемый лед”. И сразу же уточняется: “Однако на межаласье нередко имеются участки и без ископаемого льда, которые в современном рельефе морфологически никак не выражены” [Соловьев, 1959]. На основании этого понятно, что П.А. Соловьев относит к ледовому комплексу только рельефообразующий (первый от поверхности) горизонт таких льдистых отложений, прерывистый по площади.

Таким образом, по исходному определению, введенному П.А. Соловьевым в 1959 г. применительно к территории Центральной Якутии, ледовый комплекс представляет собой залегающий вблизи поверхности земли, не выдержанный по территории и мощности горизонт разнородных отложений, содержащий повторно-жильные льды и служащий основой для развития термокарста.

ЭВОЛЮЦИЯ ПОНЯТИЙНОГО АППАРАТА

Для обозначения плейстоценовых отложений с мощными ПЖЛ и взаимосвязанного с ними рельефа, помимо рассмотренных выше понятий, разные исследователи использовали и другие названия. Во многом это было обусловлено различным мировоззрением и исходным образованием ученых, опытом и задачами исследований.

Первые исследователи западной части приморских низменностей Якутии и Новосибирских островов почти не использовали слово “едома”, упоминали его, но не рассматривали как термин. Одними из первых исследователей, кто начал его широко использовать как геоморфологический термин применительно к территории Колымской низменности, были Ю.П. Баранова [1957] и С.Ф. Бискэ [1957], Е.М. Катасонов – для низовьев Яны [Катасонов, Бискэ, 1959], Ю.А. Лаврушин [1962] – для низовьев р. Индигирки, В.И. Кайялайнен и Ю.Н. Кулаков [1965] – для побережья пролива Дмитрия Лаптева. Характерно, что С.Ф. Бискэ, работавший также в низовьях р. Индигирки, местные возвышенности, сложенные отложениями с мощными ПЖЛ, относит к фрагментам единой озерно-аллювиальной равнины, не называя их едомами, а Ю.П. Баранова не использовала это слово при описании четвертичных отложений Чукотки. Чуть позже, в конце 1960-х – 1970-е годы, слово “едома” стало применяться при описании рельефа в низовьях р. Лены [Конищев, 1969]. Однако оставалось немало исследователей из разных организаций, которые не использовали слово “едома”, называя отвечающей ей геоморфологический уровень водораздельной поверхностью или поверхностью (древней) озерно-аллювиальной равнины.

В 1950-х – начале 1960-х годов, в ходе начавшегося планомерного геологического изучения территории Якутии, окончательно созрела необходимость в создании стратиграфических схем четвертичных образований. В первых местных стратиграфических построениях расчленение четвертичных отложений происходило по геоморфологическому принципу, предложенному еще М.М. Ермолаевым в 1932 г. [Втюрин и др., 1957]. Сильнольдистые отложения с ПЖЛ М.М. Ермолаев объединял в виде “ледяной фации”, Б.И. Втюрин с коллегами рассматривали их как древнеаллювиальный комплекс, А.И. Гусев [1958] выделял их как “мамонтовый горизонт”. В начале 1960-х годов, по результатам работ на территории Абыйской низменности и в нижнем течении р. Индигирки, Ю.А. Лаврушин [1962] предложил местную стратиграфическую схему четвертичных отложений, многие подразделения которой используются до настоящего времени. Отложения, вскрывающиеся в разрезах междуречных пространств, имеющих местное название едомы, он выделил как “edomскую серию”, отнеся к ней аллаховскую, аччгыгыйскую и воронцовскую свиты, имеющие вместе среднепозднеплейстоценовый возраст. Позже А.П. Васьковский [1963], рассматривая четвертичные отложения Восточно-Сибирской низины, отдельно выделил “проледенелые лессовидные суглинки”, слагающие громадные пространства в междуречьях и изолированные возвы-

шенности, обладающие относительной высотой 40–60 м. «Местное русское население называет их “едомами”, и поверхность, подстилаемую суглинками, удобно называть “едомной поверхностью»» [Васьковский, 1963]. Он объединил в стратиграфическом отношении льдистые суглинки, обнажающиеся в обрыве Муостахтала (рядом с известным обнажением Мус-Хая) на р. Яна, и в обнажении Дуваный Яр на Колыме, выделив их в едомную свиту. Несмотря на почти одновременное появление ее местных аналогов – мусхайнской, воронцовской и ойогосской свит – в научном обиходе осталось название именно “edomная”, так как оно подчеркивало тесную связь льдистых отложений и ПЖЛ с едомами как формами рельефа [Каплина, 1981]. Позже Т.Н. Каплина писала: «Чрезвычайно широкое распространение свиты и ее четкая приуроченность к рельефу, получившему на всей территории Яно-Колымской низменности название “edomная”, делают название “edomная свита” в смысле приоритета предпочтительным. Остальные названия могут применяться лишь как местные вспомогательные, например, ойогосская толща» [Решения..., 1987]. В дальнейшем название “edomная” присутствовало во всех стратиграфических схемах, хотя статус и объем этого подразделения варьировали от свиты до надгоризонта. В настоящее время существует едомный надгоризонт в региональной схеме Яно-Колымской низменности, к которому относятся отложения 2–4-й ступеней верхнего звена неоплейстоцена [Карта..., 2022]. Таким образом, начиная с 60-х годов XX в. в изначально геоморфологическом смысле слова “edomная” появилась вторая составляющая – стратиграфическая.

С конца 1960-х годов С.В. Томирдиаро [1975, 1980] развивал гипотезу эолового происхождения сильнольдистых пылеватых отложений с ПЖЛ. Отложения едомной свиты, имеющие такой состав, в первых работах часто назывались им едомным комплексом. Чтобы подчеркнуть свое принципиально иное видение происхождения этих льдистых отложений, С.В. Томирдиаро ввел термин “лессово-ледовая формация”, объединив в нем два типа льдистых отложений – лессово-ледовых и ледово-лессовых, различающихся соотношением ледового и минерального компонентов [Томирдиаро, 1980]. По сути, содержание термина “лессово-ледовая формация” полностью идентично термину “ледовый комплекс”, да и сам С.В. Томирдиаро использовал термин “edomный комплекс” наравне с лессово-ледовым.

Появившись в 1960-е годы, стратиграфическое подразделение “edomная свита” довольно быстро стало нарицательным для самих отложений, в результате чего широко распространилось понятие “edomные отложения”. Разные авторы использовали всевозможные “edomные” комбина-

ции: едомный комплекс, едомная толща, едомная формация, едомная свита и т. д., придавая им то стратиграфический, то вещественный, то геоморфологический, то комбинированный смысл. В 1970-е годы многие исследователи осознали принципиальную схожесть и своеобразие едомных отложений Северной Якутии и ледового комплекса Центральной Якутии. Наиболее явно использование понятия “ледовый комплекс” для общего обозначения синкриогенных отложений с ПЖЛ в пределах едом проводилось в работах Т.Н. Каплиной [Каплина и др., 1978].

В результате, начиная с 80-х годов прошлого столетия, понятия “едома”, “edomные отложения”, “edomная свита (серия, фация, комплекс и др.)”, “ледовый комплекс”, “лессово-ледовые отложения” (формация, комплекс) и им подобные используются как синонимы. Благодаря удивительной небрежности авторов в использовании научных терминов, в результате широкого и часто жаргонного использования этих слов, произошло смешение их исходного геоморфологического, стратиграфического и вещественного смыслов. При этом в литературе часто используется вариант “едома” как наиболее короткий. В результате этого возникает недопонимание как между отечественными, так и с зарубежными исследователями, что же подразумевается под этим термином и как он соотносится с не менее широко употребляемым понятием “ледовый комплекс”. В целом же, вопреки истории, доминирующим остается вещественный литологический смысл едомы и даже *yedoma* – это льдонасыщенные сингенетические мерзлые породы [Schirmer et al., 2013].

До настоящего времени исчерпывающего и общепринятого определения понятия “ледовый комплекс” нет. Исходное определение, данное П.А. Соловьевым в 1959 г., оказалось удобным, однако со временем, из-за неопределенного объема понятия, под ледовым комплексом стали понимать более широкий спектр геологических объектов, расположенных в первую очередь в других регионах – от Ямала до Чукотки и Забайкалья. Это привело к “плавающим” границам определяемого объекта, что отражено в весьма различном толковании понятий “едома” и “ледовый комплекс” в геолого-географических словарях и учебниках, т. е. в работах, отражающих состояние терминологического аппарата. Нет смысла останавливаться на всем многообразии их дефиниций, но необходимо отметить, что ни в одном учебном пособии или словаре нет исходного определения П.А. Соловьева. Н.Н. Романовский [1993, с. 16] пишет, что ледовый комплекс – это высокольдистые субэаральные синкриогенные отложения с мощными повторно-жильными льдами. В учебнике Э.Д. Ершова [2002] понятие ледового комплекса приравнивается к едомной толще, его опреде-

ления автор не приводит, понимая под ним лессовидные синкриогенные мерзлые породы с крупными сингенетическими ледяными жилами. Аналогично понятие ледового комплекса представлено в работе Ю.Б. Баду [2021].

Принципиально иначе, вразрез с другими представлениями, ледовый комплекс и едома, считающиеся синонимами, рассматриваются в двухтомной монографии С.А. Харриса с соавторами [2020]: «Плейстоценовые ледяные жилы вдоль северного берега Сибири ... являются результатом полиморфизма и исчезновения окружающих их минеральных отложений. Они называются **едомой (*yedoma*)** или **ледовым комплексом (*ice complex*)** и представляют собой чрезвычайно льдистые, многолетнемерзлые отложения с мощными ледяными жилами, сформированными при континентальном осадконакоплении во время плиоценовых и плейстоценовых оледенений» (с. 174) (подчеркнуто автором – В.Т.). Помимо этого странного и противоречивого определения, в той же работе почему-то присутствуют еще два определения тех же терминов, и все они разные. В последнем учебнике для вузов приведено определение, корректно разделяющее основные понятия: “*Ледовый комплекс* представляет собой сингенетические льдистые мерзлые толщи мощностью несколько десятков метров, содержащие повторно-жильные льды, которые крайне неустойчивы к тепловым воздействиям. Ледовый комплекс часто слагает так называемые едомы – останцовые возвышенности и межаласные холмы” [Брушков и др., 2024, с. 97, 98]. Причем это определение сильно отличается от приведенного тем же автором за 4 года до этого. Иное определение, данное в том же учебнике: “Тип крупных залежей подземного льда, называемый *едома*, или *ледовый комплекс*, встречается в Центральной Якутии, вдоль арктического побережья России, например, в районе дельты Лены и в неледниковых частях Северной Аляски. Он состоит из ледяных жил, которые образовались в неледниковых районах во время ледниковых событий” [Там же, с. 140], полностью нивелирует понимание терминов, сформулированных ранее. В соответствии с определением Ю.К. Васильчука: “едома – это сингенетические льдистые (содержащие более 50–90 % льда), как правило, богатые органическим материалом (содержащие более 1–2 % органики), иловатые и пылеватые супесчаные и мелкопесчаные позднеплейстоценовые отложения, которые вмещают мощные (высотой до 15–20 м и более, шириной 1.0–3.5 м), нередко многоярусные сингенетические повторно-жильные льды” [Васильчук Ю.К., Васильчук А.К., 2020, с. 3].

В словарях определения также весьма разнятся. “Ледовый комплекс, едома (*ice complex, edoma*) – лессовидные сингенетические мерзлые по-

роды плейстоценового возраста и обычно большой мощности, слагающие северные приморские низменности, равнины Центральной Якутии и Северо-Востока. Для Л.к. (ледового комплекса – *прим. автора*) свойственны высокая (до 70, реже до 90 %) льдистость отложений и наиболее крупные (высотой до 60–80 м) сингенетические ледяные жилы” [*Геокриологический словарь, 2003*]. В геологическом словаре – основном своде геологических терминов – определения ледового комплекса нет вообще, а дефиниция едомы появилась только в издании 2010 года: “Едома – 1. Ассоциация лессовидных отложений с мощным сингенетическим повторно-жильным льдом. Обычно включает также болотные и озерные образования. Едомы развиты в областях распространения многолетней мерзлоты. 2. Плосковерхинная останцовая возвышенность, сложенная горными породами едомного комплекса, сохранившаяся среди аласов” [*Геологический словарь, 2010*]. Здесь появилась генетическая характеристика, но исчезла возрастная. Несколько неожиданно выглядят определения в географическом словаре: “Ледовый комплекс – природный ландшафт, в котором значительную роль играют подземные льды, многолетнемерзлые породы и мерзлотные формы рельефа”; “Едома – плосковерхие холмы или невысокие гряды с мелким лесом среди аласов на равнинах тундр, подверженные активным проявлениям термокарста” [*Котляков, Комарова, 2021*]. В некоторых других определениях в состав ледового комплекса включаются залегающие подземные льды нежильного генезиса, а отложения по возрасту – вплоть до мезозоя. Есть работы, в которых рассматриваются высокая и низкая едомы, причем низкая “...образовалась в результате интенсивной переработки термокарстовыми процессами высокой едомы, она формирует поверхность термоаласной аккумулятивной равнины” [*Белолюбский и др., 2017*]. Другой подход к выделению высокой и низкой едом продемонстрирован в работе С.Ф. Колесникова [2020], где к высокой едоме отнесен уровень, сложенный преимущественно средненеоплейстоценовыми малольдистыми отложениями кермеситского надгоризонта, а к низкой едоме – гипсометрически более низкий уровень, представленный отложениями ледового комплекса ойогосской свиты (III₂). В первом случае “низкая едома” явно представлена аласной поверхностью и никакого отношения к едоме вообще не имеет, во втором случае к “высокой едоме” отнесен уровень, сложенный не отложениями ЛК, а малольдистыми отложениями, которые с геологической точки зрения едомы вообще не формируют.

Как видно из приведенных примеров, у разных исследователей определения рассматриваемых терминов не только разнообразны и противо-

речивы, но часто подразумевают и принципиально различные объекты – формы рельефа, мерзлые отложения или только льды, типы ландшафта, хотя обычно при этом преподносятся как синонимы. С точки зрения автора, вышеприведенные и многочисленные неупомянутые определения либо очень коротки и обобщенны, либо, наоборот, имеют описательный характер, не вычленив сути понятий, либо совсем “не по теме”. Это отражает неодинаковое понимание рассматриваемых терминов учеными, а значит, существование проблемы в идентификации изучаемого геологического феномена. Однако надо обратить внимание и на то, что в большинстве определений есть некоторые общие моменты: под ледовым комплексом (едомой) чаще всего понимаются толщи отложений, представленные синкриогенными породами с мощными повторно-жильными льдами, формирующие определенные типы рельефа.

НОВЫЕ ОСНОВАНИЯ К УТОЧНЕНИЮ ТЕРМИНОЛОГИИ

Практически любое научное понятие или термин, заимствованное когда-то из местных диалектов, смежных областей знаний или введенное конкретным исследователем, по мере развития науки изменяет или уточняет свое содержание. Не избежали этого и “едома” с “ледовым комплексом”. Появившиеся новые данные об условиях залегания и особенностях строения сильнольдистых отложений с повторно-жильными льдами предполагают необходимость совершенствования и уточнения касающейся их терминологии. Рассмотрим основные из них.

Едома. Несмотря на существующее в литературе триединство в понимании этого термина [Sher, 1991], его исходное геоморфологическое толкование вполне сохранилось – это плосковерхинная возвышенность, ограниченная аласными котловинами, долинами рек или берегом моря. В большинстве случаев едомы сложены в верхней части разреза отложениями ледового комплекса, которые перекрыты покровным слоем, имеющим мощность от десятков сантиметров до 1–2 м. Рассматривая едому как научный мерзлотно-геоморфологический термин, необходимо ограничивать тип возвышенностей, называемых едомами, только теми, которые действительно вблизи поверхности (под покровным слоем) сложены отложениями ледового комплекса. При этом исторически принятое географическое название иных типов едом (например, Походская едома), целесообразно понимать только в топонимическом смысле, а не в мерзлотно-геологическом. Необходимо также помнить, что, исходя из исконного значения и современного понимания слова “едома”, весьма странно выглядит словосочетание “едомная возвышенность”, довольно широко используемое в

научной литературе. По сути, оно обозначает “возвышенную возвышенность”. От такого словопотребления следует отказаться.

Во многих работах, начиная с П.А. Соловьева и А.П. Васьяковского, с едомой ассоциируется еще одно важное понятие – едомая поверхность. Под ней подразумевается поверхность тех сильнольдистых отложений с ПЖЛ, которые были подвержены озерному термокарсту, а их останцы образовали современные едомы. Важно отметить, что под едомой поверхностью понимается поверхность и ее уровень в конце позднего неоплейстоцена и в голоцене, в самом конце криохрона, непосредственно перед началом развития термокарста и площадной термоденудации. До этого, во время формирования отложений ЛК, его поверхность была просто поверхностью аккумуляции. Уровень и рельеф едомой поверхности реконструируют по наибольшим высотным отметкам едом, однако надо помнить, что на протяжении всего голоцена едомы подвергались термопланации, на них образовался покровный слой, и современные высоты лишь примерно соответствуют исходному едомному уровню – практически всегда они ниже него.

На окраинах приморских низменностей Северной Якутии, Момо-Селенняхской впадины и в других районах существует предгорный пояс шириной в десятки километров, в пределах которого мощность ЛК по направлению от гор увеличивается с 3–5 до 10–20 м и более. Из-за выраженного

уклона и хорошей дренированности в его пределах очень мало термокарстовых озер и аласных котловин. Расчленение ледового комплекса здесь имеет иной тип и происходит преимущественно за счет врезания многочисленных коротких рек и термоэрозионных оврагов. Поэтому для этого пояса характерен пологоувалистый рельеф с многочисленными линейными флювиальными понижениями и редкими термокарстовыми котловинами (рис. 3, а), а не едомы, ограниченные преимущественно аласами, как в центральных частях низменностей. Тем не менее едомая поверхность вполне может быть прослежена и на этих участках, трассируясь здесь из центральных частей низменностей, а периодическое возникновение озер на ней со временем может привести к обособлению типичных едом.

В пределах многих речных долин Северо-Востока России отложения ледового комплекса слагают не только едомы, но и отдельные хорошо выраженные террасы (например, II надпойменная терраса высотой 15–18 м в низовьях р. Яна [Басилян и др., 2012], сходная по высоте терраса в низовьях р. Индигирки), а также террасоувалы (например, в долине р. Дебин, хр. Черского). В их пределах также существуют термокарстовые котловины, образовавшиеся по ЛК, но размеры и морфология этих котловин отличаются от аналогичных форм, расположенных среди собственно едом, имеющих абсолютные отметки в среднем вдвое больше (см. рис. 3, б). Называть фрагменты террас между тер-

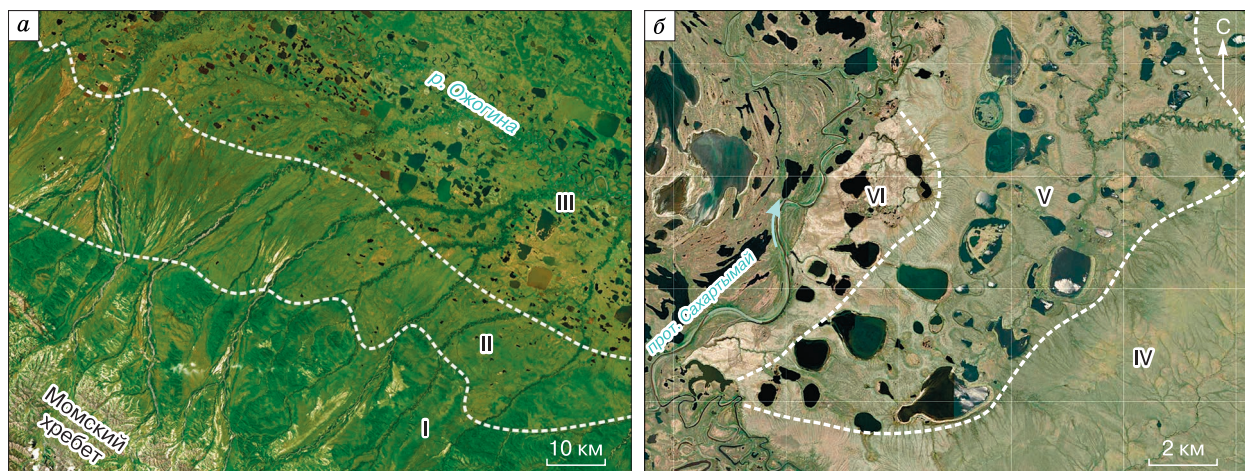


Рис. 3. Примеры различного характера расчленения отложений ледового комплекса, не приводящего к появлению едом.

а – переходная предгорная зона между Момским хребтом и Абыйской низменностью (I – нижние части склонов Момского хребта, где ЛК практически отсутствует; II – предгорный пояс, где мощность ЛК незначительная, доминируют односторонние эрозионные понижения, термокарстовое расчленение незначительное: едомая поверхность есть, а едом нет; III – территория низменности, где мощность ЛК превышает 10–15 м и резко возрастает количество термокарстовых котловин, появляются едомы); б – фрагмент западной окраины Кондаковского плоскогорья в низовьях р. Индигирки, район протоки Сахартымай, 30 км к югу от пос. Чокурдах (IV – западные склоны плоскогорья; V – область распространения едом с отметками 30–40 м н.у.м.; VI – фрагмент террасы высотой 13–15 м, расчлененной термокарстовыми озерами, но без едом). Использованы фрагменты мозаики космических снимков (ресурс Google Earth).

мокарстовыми котловинами едомами нельзя, так как они не образуют отдельных возвышенностей, характерных для более высокого гипсометрического уровня, поэтому ледовый комплекс здесь есть, а едомы нет.

Из вышесказанного вполне очевидно, что едомная поверхность – это поверхность формы существовавшего в прошлом макрорельефа, после расчленения которой, преимущественно термокарстовыми котловинами, лощинами и пр., образовались отдельные формы мезорельефа – едомы. Едомная поверхность местами существует в настоящее время (это приводораздельные поверхности едом и едомных массивов, с поправкой на термопланацию), местами же реконструируется, тогда как едомы представляют собой реальные формы рельефа. При этом не везде расчленение исходной едомной поверхности привело к образованию едом.

Ледовый комплекс. ЛК представляет собой толщу, состоящую из сильнольдистых отложений с сингенетическими ПЖЛ и текстурным льдом. Основная генерация ПЖЛ формирует пространственную решетку, отдельные ледяные жилы которой в вертикальном поперечном разрезе имеют неправильную столбообразную форму. В ячейках решетки расположены округлые в плане грунтовые столбы, состоящие из отложений разного состава и льдистости, обусловленной преимущественно сегрегационным и сегрегационно-инфильтрационным льдом. Грунтовые столбы во многих разрезах разбиты эпи- и сингенетическими ледяными жилами более высоких генераций. Согласно исходному определению и большинству последующих его разумных модификаций, ЛК представляет собой геологическое тело сложного строения, в котором собственно отложения и ледяные жилы неразрывно связаны друг с другом и образуют единую толщу (горизонт). Поэтому рассматривать ЛК как только отложения или только ледяные жилы [Харрис и др., 2020; Брушков и др., 2024] принципиально неверно. Но если мы имеем дело с геологическим телом, то что представляют собой его границы, которые мы обязаны определенно указывать, чтобы отделить его от ниже- и вышезалегающих, а также расположенных по латерали других геологических тел?

Кровля отложений ЛК диагностируется достаточно четко по резкому несогласному криогенному контакту, который может быть выражен контактом протаивания или эрозионно-криогенным контактом [Тумской, 2021]. Контакты протаивания в качестве кровли толщи ЛК обычно представлены вблизи поверхности едом, разделяя толщу ЛК и покровный слой (рис. 4, а, 5, а). Они выражены оплавленной поверхностью ледяных жил (этот признак в качестве основного использовал П.А. Соловьев) и резким изменением типа крио-

генных текстур над грунтовыми столбами – от поясковых и поясковидных в ЛК к параллельно-слоистым массивным или, наоборот, атакситовым – в основании покровного слоя. Кроме того, почти всегда наблюдается угловое несогласие между ледяными шлирами, расположенными ниже и выше контакта. В случае, если толща ЛК перекрыта другими отложениями в результате эрозионного размыва, кровлей ЛК на таком участке будет эрозионно-криогенный контакт (см. рис. 4, б), выраженный срезанием (размывом) отложений ЛК при второстепенной роли протаивания, и характерными криогенными текстурами перекрывающих отложений, подчеркивающими конфигурацию вреза.

Установление подошвы толщи ЛК часто вызывает вопросы, связанные с изначально не совсем корректным ее определением. Согласно П.А. Соловьеву [1959], “нижняя граница ледового комплекса проводится по нижнему контакту льда в разрезе скважин”. Исходя из этого, можно полагать, что подошва ЛК проводится по нижним концам ледяных жил, как это сделано, например, в работе В.В. Куницкого [1996] (см. рис. 5, а).

Однако любые сингенетические ледяные жилы имеют нижнюю эпигенетическую часть, проникающую в подстилающие породы на 1–5 м, причем эти породы могут быть почти любого возраста и состава. Включать эту часть разреза в состав синкриогенной толщи ЛК геологически некорректно, поэтому подошва ЛК должна проводиться не по нижним концам ледяных жил, а по резкому изменению криогенной текстуры мерзлых отложений в грунтовых столбах, так как выше нее они становятся поясковыми или поясковидными, заметно увеличивается суммарная объемная льдистость, появляются признаки сингенетического промерзания [Романовский, 1977]. При этом, хотя и не всегда, меняется состав отложений за счет увеличения количества пылеватой фракции. В приведенных на рис. 5 примерах подошва ЛК должна проводиться выше указанной, она будет соответствовать первой литологической границе.

Боковые (латеральные) границы толщи ЛК выражаются несколькими способами. Они могут быть связаны с постепенным уменьшением мощности ЛК за счет сближения и смыкания кровли и подошвы, т. е. его выклиниванием, что происходит, например, в предгорных районах при движении вверх к водоразделам, или в случае заполнения отложениями ЛК понижения в рельефе. В других случаях боковые границы определяются соотношением возраста ЛК и граничащих с ним отложений. Если ЛК моложе, он будет вложен или прислонен к вмещающим отложениям, что приводит к возникновению эрозионно-криогенного контакта. Если ЛК старше, то граница с более молодыми отложениями будет связана с протаиванием

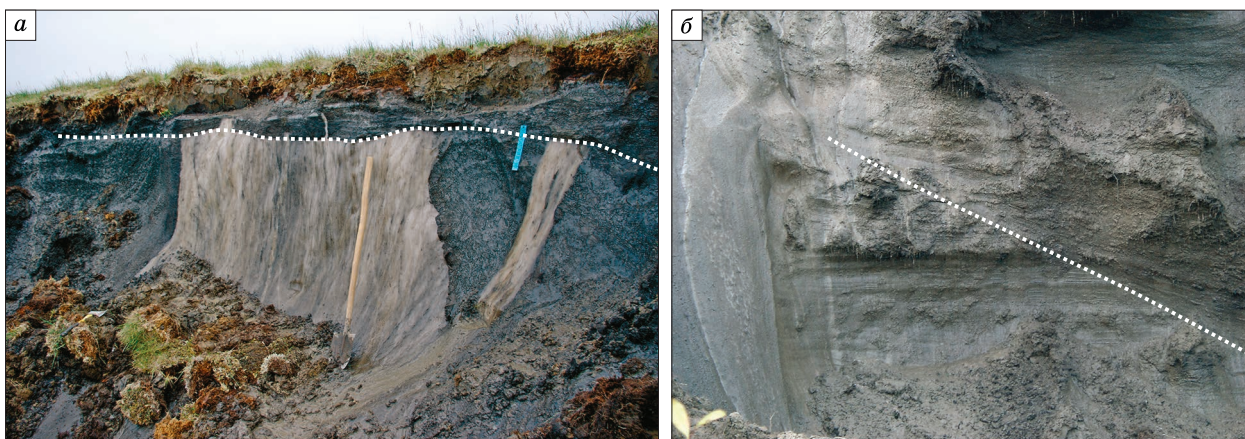


Рис. 4. Положение кровли толщи отложений ЛК (показано белой пунктирной линией):

а – контакт протаивания под покровным слоем; *б* – эрозионно-криогенный контакт (фрагмент), разделяющий два горизонта ЛК.

или срезанием отложений ЛК сбоку, что будет выражено контактами протаивания или эрозионно-криогенными.

Таким образом, несмотря на выделение ледового комплекса в самостоятельное геологическое тело по присутствию в нем сингенетических повторно-жильных льдов, его границы во многих случаях, особенно подошва, проводятся не по ним, а по изменению состава, сложения и по криогенному строению самих отложений в грунтовых

столбах. При этом криогенные признаки часто имеют первостепенное значение, так как в толще резко доминирует ледяная составляющая. Рельеф кровли ЛК обычно имеет пологие очертания и ведет себя практически одинаково над грунтовыми столбами и ледяными жилами (см. рис. 4, *а*), за редкими исключениями (см. рис. 5, *б*). Подошва ЛК, проводимая по основанию синкриогенной части грунтовых столбов, всегда сечет нижние эпигенетические концы ледяных жил.



Рис. 5. Определение положения подошвы толщи ледового комплекса.

а – на примере из [Куницкий, 1996], 1 – нижняя граница ЛК, 2 – литологическая граница, 3 – подошва сезонноталого слоя, 4 – ледяные жилы, 5 – алевроиты темно-серые, 6 – алевроиты зеленовато-серые, 7 – суглинки, 8 – алевроиты сизые озерные; *б* – на примере из разреза на р. Вилюй (белые линии – литологические границы, черная штрихпунктирная линия – некорректно определенная подошва ЛК). Пояснения в тексте.

Такой подход, вполне очевидный с мерзлотно-геологической точки зрения, позволяет выделять в разрезах едом (напомним, что едомы – это формы рельефа!) сплошные или прерывистые горизонты, слои или линзы отложений, которые существенно отличаются по составу, геологическому и криогенному строению от ЛК и при этом часто не содержат ледяных жил. На контактах с более льдистыми отложениями ЛК они образуют ярко выраженные криогенные контакты. Наиболее часто такие слои и линзы представлены озерными отложениями, появление которых связано с развитием термокарста по ранее образованным льдистым отложениям. Местами они замещаются по горизонтали пачками делювиально-пролювиальных отложений, горизонтами реликтового покровного слоя. Иногда криогенные контакты проявляются только в перестройке системы ледяных жил и некотором изменении криогенного строения в грунтовых столбах.

Широкое развитие в разрезах разных едом линз озерных отложений можно рассматривать как проявление региональных или глобальных климатических изменений. Типичным примером могут служить линзы озерных отложений крестюряхской и аччыгыйской свит на севере Яно-Индигирской низменности, отмечаемые практически на всей ее территории и представляющие собой результат развития озерного термокарста в эпоху первого потепления позднего неоплейстоцена. В то же время менее выраженные климатические изменения в более южных районах могли проявляться в строении разрезов, а в районах с более суровым климатом – нет. Именно поэтому, например, отложения молотковского горизонта (морская изотопная стадия 3, ранее называвшаяся каргинским интерстадиалом) в виде самостоятельных тел присутствуют в разрезах едом на территории приморских низменностей Северной Якутии, а на арктическом побережье и Новосибирских островах практически неизвестны. В результате в разрезах едом выделяются геологические тела, представляющие собой толщи сильнольдистых синкриогенных отложений с ледяными жилами, которые разделены толщами, имеющими другое происхождение и образовавшимися в отличающихся ландшафтно-климатических условиях. С геологической точки зрения такое строение однозначно заставляет исследователей рассматривать их как разные геологические тела, что давно отражено в публикациях [Каплина, 1981; Конищев, 1983; Тумской, 2012; Schirrmeister et al., 2013; Tumskoj, Kuznetsova, 2022]. Каждый из горизонтов сильнольдистых синкриогенных отложений с ПЖЛ соответствует упомянутому выше определению ледового комплекса, в результате чего в разрезах едом можно выделять несколько горизонтов ЛК, имеющих разный возраст и стратигра-

фическое положение. Рассматривать их совместно как едомные отложения, т. е. отложения, вскрывающиеся в разрезах едом, геологически бессмысленно, поскольку в разрезе едом могут присутствовать (и присутствуют) геологически совершенно разные отложения – и по происхождению, и по составу, и по условиям залегания. Вот и получается, что понятия “ледовый комплекс” и “edomные отложения” – не одно и то же, так как разрезы едом сложены не только едомными отложениями.

Тогда что же такое “edomные отложения”? В геологии словосочетания такого рода обычно используются при описаниях состава, строения и условий залегания, происхождения отложений, объединенных по стратиграфической и возрастной принадлежности, как, например, юрские или баженовские отложения (отложения баженовской свиты). В настоящее время для территории Яно-Колымской низменности действует региональная стратиграфическая шкала 1987 г. [Решения..., 1987], в которой выделяется едомный надгоризонт в объеме 2–4-й ступеней позднего неоплейстоцена (соответственно ойгосский, молотковский и сартанский горизонты). Однако на многих современных картах четвертичных образований, входящих в комплект геологической карты масштаба 1:1 000 000 третьего поколения, выделяются одновременно едомные образования (отложения) нерасчлененные (лессоид, LedII–III) и едомная свита (лессоид, LedIII, III_{2–4}). Таким образом, говоря “edomные отложения”, нужно понимать под ними либо все отложения среднепозднеоплейстоценового возраста, либо только 2–4-й ступеней позднего неоплейстоцена, но в обоих случаях в них включаются генетически и криогенетически совершенно разнородные по составу и условиям залегания отложения.

При анализе публикаций, особенно 70–80-х годов прошлого столетия, в которых упоминаются едомные отложения, во многих случаях очевидно, что речь идет о верхнем горизонте сильнольдистых отложений с ПЖЛ в едомах. В настоящее время в их пределах он является рельефообразующим, если не учитывать маломощный покровный слой. Однако в долинах рек Яна, Индигирка и др., на Новосибирских островах, где неоднократно проводились исследования, известно существование других геоморфологических уровней, примыкающих к едомам (их часто рассматривают как вторые надпойменные террасы или вложения, местами террасоувалы), которые сложены криолитологически аналогичными отложениями. Они не являются едомными с геоморфологической точки зрения, так как не формируют едомы, хотя могут считаться таковыми со стратиграфической точки зрения, поскольку соответствуют верхней части едомного надгоризонта (сартанскому горизонту).

Решение проблемы стратиграфии едомных отложений требует усовершенствования и развития стратиграфической схемы четвертичных образований на Северо-Востоке, использования принципов криостратиграфии, но в любом случае едомные отложения – это не отложения в разрезах едом, а отложения определенного стратиграфического подразделения – едомного надгоризонта [Решения..., 1987].

Приведенные выше факты заставляют признать, что в настоящее время понятия “ледовый комплекс”, “едома”, “edomные отложения”, “edomная свита” не являются синонимами и находятся в довольно сложных отношениях. Попробуем определить их, опираясь на историю происхождения и новые представления, изложенные выше.

СОВРЕМЕННОЕ ПОНИМАНИЕ ТЕРМИНОВ

Едома. Согласно историческим предпосылкам, геоморфологическому устройству Яно-Инди-гирской и Колымской низменностей (где это понятие впервые было использовано в Якутии), отраженному на топографических картах, едома – это геоморфологическое понятие, форма рельефа, а не тип отложений и не стратиграфическое подразделение. Особенностью едом, отличающей их от других возвышенностей сходного размера и морфологии, служит их происхождение. Поэтому, с точки зрения геоморфологии, *едома – это возвышенность, образованная в результате расчленения отложений ледового комплекса озерным термокарстом, полностью или частично окруженная аласными котловинами*. Без аласов нет едом. Если в процессе развития озерного термокарста не произошло выраженного обособления отдельных возвышенностей аласами, в результате чего сохранился крупный фрагмент едомной поверхности (пусть даже и содержащий отдельные аласы в своих пределах), значительно превышающий по размерам характерные размеры аласов и едом в этом районе, то он может рассматриваться как *edomный массив* (пример: зона II на рис. 3, а). По мере дальнейшего развития озерного термокарста по площади, когда его котловины начнут смыкаться между собой, формируя со временем систему аласных котловин, долин и равнин, происходит обособление останцов отложений ледового комплекса, которые и являются едомами. Однозначного критерия и его значения “превращения” едомного массива в едомы (например, степени аласированности) не существует, так как значительные неоднородности рельефа и состава отложений, участие в этом процессе не только термокарста, но и эрозии и других процессов приводят к нелинейности такого процесса преобразования. Тем не менее едомные массивы характерны больше для предгорий, краевых частей низменностей, горных долин с широким развитием террасува-

лов, зон неотектонических поднятий – всех тех районов, где из-за более значительных уклонов едомной поверхности развитие озерного термокарста ограничено. На низменностях преобладают едомы. Эта закономерность для отдельных районов подмечена довольно давно [Баранова, 1957; Каплина и др., 1986; Веремеева, Глушкова, 2016]. Сходная ситуация существует и в Центральной Якутии, где аналогом едомы стало межаласье.

Исходя из этимологии и истории употребления, едома – это местное название, распространенное на территории Яно-Инди-гирской, Абыйской и Колымской низменностей. Как научный термин, в значении, приведенном выше, понятие “едома” можно использовать и для обозначения межаласий в других районах их распространения, хотя на первый взгляд это непривычно. Но ведь и понятие “ледовый комплекс”, рожденное в Центральной Якутии, вполне успешно “ассимилировалось” в Северной Якутии, так что для едомы обратный процесс – лишь дело времени.

Ледовый комплекс. Это словосочетание было введено в научный обиход не из местных топонимов, как в случае с едомой, а целенаправленно, как научный термин. Как уже упоминалось, несмотря на различия во множестве определений, в них есть нечто общее: ЛК – это сильнольдистые синкриогенные отложения с повторно-жильными льдами. В целом объемная льдистость отложений ЛК увеличивается в направлении с юга на север, что позволило в свое время С.В. Томирдиаро говорить о двух типах лессово-ледовых отложений – шельфовом и континентальном [Томирдиаро, 1980]. Состав отложений ЛК изменяется от пылеватых суглинков (алевритов) до песков, в горных районах – с дресвой и щебнем, хотя в большинстве случаев доминируют пылеватые фракции. Мощность ЛК изменяется от 3–5 до 60 м и более. Генезис отложений ЛК до сих пор дискутируется, в качестве основных типов осадконакопления рассматриваются аллювиальный, озерный, болотный, склоновый и эоловый, включая их различные парагенетические сочетания. Известны ЛК возрастом от среднего до позднего неоплейстоцена. Таким образом, ни одна из упомянутых в определении П.А. Соловьева характеристик ЛК (мощность, состав, генезис, возраст) не является существенно значимой (руководящей) для определения ЛК. Однако не все так просто.

В настоящее время на территории криолитозоны широко распространены синкриогенные сильнольдистые мерзлые породы с ПЖЛ, формирующие, например, поймы рек и собственно аласные отложения (САО). Они имеют голоценовый возраст, однако никто не рассматривает их как отложения ледового комплекса, хотя по основным признакам, перечисленным выше, они полностью ему соответствуют. Почему? С одной стороны,

когда в 50–80-е годы XX в. началось масштабное изучение четвертичных отложений в Якутии, было вполне определено доказано, что сильнольдистые отложения с ПЖЛ, формирующие верхнюю часть разреза едом (названные позже ледовым комплексом) – это один, изначально относительно непрерывный, горизонт отложений, в который вложены (значит, геологически моложе) отложения аласного комплекса. Поэтому они автоматически противопоставлялись по условиям залегания и по относительному возрасту, и рассматривать САО как разновидность ЛК было бы странно. С другой стороны, состав отложений ЛК и САО, степень их оторфованности, палинологическая и многие другие характеристики также различаются [Труш, Нистратова, 1974; Труш, Кондратьева, 1975; Каплина, 1981]. Несмотря на формальное сходство криогенного строения, оно все же отличается, в первую очередь по размерам полигональной сети и вертикальной протяженности ледяных жил, что имеет под собой климатическое обоснование [Романовский, 1961, 1977]. Поэтому принципиальное различие между ледовым комплексом и аласными отложениями заключается в климатических условиях образования. Имеющиеся данные позволяют достаточно уверенно утверждать, что во время криохронов разной продолжительности климатические условия были столь суровыми, что морозобойному растрескиванию подвергались почти все типы континентальных отложений, которые в результате образовали криолитологически единое тело, которое и рассматривается большинством исследователей как толща ледового комплекса. Такое понимание нашло свое отражение в выражении “едома не фациальное, а климатическое образование” [Жесткова и др., 1986]. Во время термохронов отложения ледового комплекса полностью или частично протаивали, образование крупных ледяных жил происходило только на ограниченных участках, наиболее благоприятных по условиям состава отложений и их влажности, а ареал развития морозобойного растрескивания в целом сокращался.

Учитывая “руководящие” признаки ЛК, можно предложить следующее определение: **ледовый комплекс – это криолитологически единая толща синкриогенных сильнольдистых отложений с повторно-жильными льдами, сформировавшаяся во время холодных интервалов климатических циклов.** Согласно этому определению, ЛК – это парагенетически взаимосвязанная совокупность отложений и ПЖЛ, а не форма рельефа. Поскольку холодных эпох в плейстоцене было несколько, то и горизонтов ледового комплекса тоже может быть несколько. К настоящему времени мы знаем минимум четыре непротаявших ЛК [Tumskoy, Kuznetsova, 2022], а с учетом протаявших (например, олерского надгоризонта) –

и того больше. С точки зрения стратиграфии, каждый горизонт ледового комплекса представляет собой самостоятельное стратиграфическое подразделение, соответствующее климатолиту (криомеру), как и разделяющие их совокупности линз аласных отложений и иных типов отложений. Два смежных по разрезу климатолита (ледовый комплекс и криогенетически связанный с ним аласный комплекс) образуют геокриологический цикл (по терминологии Т.Н. Каплиной и С.М. Фотиева), а стратиграфически они формируют климаторитм или надгоризонт региональной схемы [Стратиграфический кодекс..., 2019].

Выделяемые в разрезах горизонты отложений ледового комплекса или линз аласных отложений могут именоваться в соответствии с местным или региональным названием соответствующего стратиграфического подразделения, к которому они отнесены, например, юкагирский ледовый комплекс или крест-юряхский аласный комплекс.

В арктических районах ЛК во многих разрезах представлен непрерывной по вертикали толщей, формируя единое тело возрастом Π_{2-4} , в котором геологически не проявляются (или почти не проявляются) следы молотковского термостадиала (разрезы Быковского полуострова, Ойгосского Яра и о. Большой Ляховский). Такой ЛК можно рассматривать как единое образование и говорить, что он представляет собой едомный ледовый комплекс, так как он целиком относится к едомному надгоризонту. Однако южнее, например, в низовьях р. Колымы и ее притоков, где расположен стратотип молотковского горизонта, в разрезах могут быть хорошо выражены отложения этого термостадиала. Он разделяет два горизонта ледовых комплексов – ойгосский и сартанский, которые называть вместе единым едомным ледовым комплексом уже нельзя, так как ЛК – не стратиграфическое, а вещественное понятие. В результате на территории низменностей Северной Якутии в составе едомного надгоризонта имеются ойгосский и сартанский горизонты, представленные соответствующими отложениями ЛК, и разделяющий их горизонт молотковского термостадиала, представленный преимущественно аласными отложениями. Севернее, там, где исчезают геологически выраженные следы молотковского термостадиала, ойгосский и сартанский ЛК сливаются в один едомный ЛК.

Известны также отложения ЛК, имеющего сартанский возраст (Π_2) и не связанного с разрезами едомы. Они формируют отдельные геологические тела, образующие, например, Π надпойменную речную террасу, вложенную в едомную поверхность (на р. Яна, на о. Большой Ляховский). Едомным такой ЛК может рассматриваться только со стратиграфической точки зрения, так как он относится к едомному надгоризонту, одна-

ко геологически он представляет собой самостоятельное образование (в сравнении с отложениями ЛК, в которые он вложен или к которым прислонен), в связи с чем в свое время в долине р. Яны такой ЛК был выделен автором как янская свита [Тумской, Басилян, 2009].

Кроме того, вполне типичной является ситуация, когда в разрезе едомы (формы рельефа) есть две, а иногда и три толщи ЛК разного возраста, разделенные толщами отложений термохронов (например, разрезы на протоке Аччыгый–Аллаиха в низовьях Индигирки [Каплина и др., 1980], разрезы пролива Дмитрия Лаптева [Тумской, 2012], разрез Батагайского термоцирка [Ashastina et al., 2017]). Все они связаны с едомой, но какой из них мы можем рассматривать как едомный ЛК? Исходя из сказанного выше, едомными можно называть те ЛК, которые стратиграфически относятся к едомному надгоризонту, т. е. являются верхне-неоплейстоценовыми. Например, юкагирский ледовый комплекс, относимый к МИС 6 [Tumskoy, Kuznetsova, 2022], не относится к едомному ЛК. Если в разрезе едомы их два или три, то они различаются как отдельные криостадиалы (возможно, с собственными местными названиями, если таковые имеются) или как нижний, средний и верхний ЛК, если их стратиграфическая принадлежность еще не установлена. Тогда со временем часть их может быть отнесена к едомному (edomным) ЛК соответствующих криостадиалов, а часть будет относиться к более древним подразделениям, не едомным.

Приведенные примеры подчеркивают региональные особенности развития Северо-Востока Евразии в плейстоцене, связанные с возникновением и исчезновением больших объемов подземного льда. Последние, как давно показано, не только влияют на состав и свойства содержащих их мерзлых отложений, но и определяют основные особенности протекания экзогенных геологических процессов, реакцию на климатические изменения и, как следствие, стратиграфическое устройство четвертичных отложений. Поэтому в районах широкого распространения сильнольдистых отложений (необязательно ЛК и необязательно с ПЖЛ) более целесообразным представляется использование принципов криостратиграфии для расчленения разрезов четвертичных образований, а не принципов классической климатостратиграфии [Тумской, 2021].

Несколько слов о других названиях. Наиболее известное альтернативное название ЛК – ледово-ледовые отложения (формация, комплекс), предложенное С.В. Томирдиаро. Акцент, сделанный на состав и через него – на предполагаемый доминирующий генезис, был целесообразен (по мнению С.В. Томирдиаро) для введения такого названия по “научно-политическим” причинам, но

к настоящему времени он потерял свой смысл. Объем этого понятия, по сути, полностью соответствует ледовому комплексу, поэтому оно является излишним дублированием и может употребляться только в научно-историческом контексте. То же относится и к предлагаемому в последнее время понятию “лессоиды”, широко используемому при геологическом картировании четвертичных образований, а также понятию “криогенно-эоловые отложения”, где декларируется априори генезис отложений, но без каких-либо оснований. Все остальные упоминавшиеся варианты также излишни и не должны использоваться в научных работах.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Ледовый комплекс, аласы, едома – слова и понятия, без которых невозможно представить себе научные работы, посвященные геологии и палеогеографии четвертичных отложений восточной части Евразии. Некоторые аспекты их происхождения, истории развития и применения рассмотрены в настоящей статье. Автор не претендует на то, что изложенные им здесь представления и определения – истина в последней инстанции: научная терминология постоянно совершенствуется и уточняется по мере появления новых и переосмысления старых данных. Однако основным выводом данной статьи автор считает не предложенные определения терминов, а простую мысль – в научной работе обязательно необходимо корректное использование терминов! Работа над их содержанием и границами применимости – это очень важный аспект научной деятельности, необходимый для однозначного понимания специалистами друг друга, без которого развитие науки сильно осложняется и замедляется.

Благодарности. Работа выполнена в рамках НИОКТР 122011800064-9 по теме “Строение и ключевые этапы эволюции континентальной криолитозоны в неоплейстоцене и голоцене”.

Литература

- Астахов В.И., Пестова Л.Е., Шкатова В.К. Лессоиды Российской Федерации: распространение и возраст // Регион. геология и металлогения, 2021, № 87, с. 42–60.
- Бадю Ю.Б. Криолитогенез. Признаки и призраки криолитосферы. М., Изд-во Моск. ун-та, 2021, 367 с.
- Баранова Ю.П. Геоморфологический очерк восточной части Колымской низменности // Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Магадан, Кн. изд-во, 1957, вып. 11, с. 208–222.
- Басилян А.Э., Анисимов М.А., Павлова Е.Ю., Питулько В.В. Корреляция четвертичных отложений разрезов Сопливая Гора и Мус-Хая (нижнее течение р. Яны, север Яно-Индигирской низменности) // Материалы конф. “Геоморфология и палеогеография полярных регионов” симп. “Леопольдина” и совещ. раб. группы INQUA Peribaltic

(Санкт-Петербург, 9–17 сент. 2012 г.). СПб., СПбГУ, 2012, с. 184–187.

Белолобский И.Н., Сергеев А.И., Зигерт К., Боесков Г.Г. Краткий обзор истории изученности биостратиграфии Северной Якутии // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Северо-Востока России: Материалы VII Всерос. науч.-практ. конф. (Якутск, 5–7 апр. 2017 г.). Якутск, Издат. дом СВФУ, 2017, т. II, с. 27–32.

Биркенгоф А.Л. Из наблюдений над лесным покровом и вечной мерзлотой // Тр. Комиссии по изучению вечной мерзлоты, 1934, т. III, с. 41–57.

Бискэ С.Ф. Четвертичные отложения Колымской низменности // Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Магадан, Кн. изд-во, 1957, вып. 11, с. 68–81.

Брушков А.В. Основы мерзлотоведения: Учеб. для вузов / А.В. Брушков, О.В. Жданев, К.Н. Фролов. М., Академ. проект, 2024, 190 с.

Васильчук Ю.К., Васильчук А.К. Сингенетические повторно-жильные льды и возраст склоновой едомы в предгорье хребта Кулар // Криосфера Земли, 2020, т. XXIV, № 2, с. 3–14.

Васьяковский А.П. Очерк стратиграфии антропогенных (четвертичных) отложений крайнего Северо-Востока Азии // Геология Корякского нагорья / Под ред. Б.Х. Егизарова. М., Госгортехиздат, 1963, с. 143–168.

Веремеева А.А., Глушкова Н.В. Формирование рельефа в районах распространения отложений ледового комплекса в тундрах Колымской низменности (по данным космической съемки) // Криосфера Земли, 2016, т. XX, № 1, с. 15–25.

Впюрин Б.И., Григорьев Н.Ф., Касанов Е.М. и др. Местная стратиграфическая схема четвертичных отложений побережья моря Лаптевых // Тр. Межвед. совещ. по разработке унифицированных стратиграфических схем Сибири 1956 г. Л., Гостоптехиздат, 1957, с. 564–572.

Геокриологический словарь / Под ред. В.В. Баулина, В.Э. Мурзаевой. М., ГЕОС, 2003, 140 с.

Геологический словарь. В 3 т. Изд. 3-е, перераб. и доп. / Гл. ред. О.В. Петров. Т. 1. А–Й. СПб., Изд-во ВСЕГЕИ, 2010, 432 с.

Граве Н.А. Ископаемые льды водораздела рек Лены и Алдана // Тр. Ин-та мерзлотоведения им. В.А. Обручева. М.; Л., Изд-во АН СССР, 1944, т. IV, с. 10–32.

Григорьев А.А. Об оледенении территории Якутии в четвертичный период // Тр. Комиссии по изучению четвертич. периода. Л., Изд-во АН СССР, 1932, с. 31–42.

Гусев А.И. К стратиграфии четвертичных отложений западной части Приморской равнины // Тр. НИИГА, 1958, т. 80, вып. 5, с. 79–86.

Достовалов Б.Н. О физических условиях образования морозобойных трещин и развития трещинных льдов в рыхлых породах // Исследование вечной мерзлоты в Якутской Республике, 1952, вып. 3, с. 162–194.

Ершов Э.Д. Общая геокриология. Учеб. М., Изд-во Моск. ун-та, 2002, 682 с.

Ефимов А.И., Граве Н.А. Погребенные льды района озера Абалах // Соц. стр-во, 1940, № 10–11, с. 65–78.

Жесткова Т.Н., Швецов П.Ф., Шур Ю.Л. К вопросу о происхождении едомы // Геокриологические исследования. М., Изд-во Моск. ун-та, 1986, с. 108–113.

Кайялайнен В.И., Кулаков Ю.Н. Основные черты истории геологического развития Яно-Индигоирской (Приморской) низменности в неоген-четвертичное время // Антропогено-

вый период в Арктике и Субарктике. М., Недра, 1965, с. 56–64.

Каплина Т.Н. История мерзлых толщ Северной Якутии в позднем кайнозое // История развития многолетнемерзлых пород Северной Евразии. М., Наука, 1981, с. 153–181.

Каплина Т.Н., Гитерман Р.Е., Лахтина О.В. и др. Дуванный Яр – опорный разрез верхнеплейстоценовых отложений Колымской низменности // Бюл. Комиссии по изучению четвертич. периода, 1978, № 48, с. 49–65.

Каплина Т.Н., Косталындина Н.К., Лейбман М.О. Анализ рельефа низовьев р. Колымы в целях криолитологического картирования // Формирование мерзлых пород и прогноз криогенных процессов. М., Наука, 1986, с. 51–60.

Каплина Т.Н., Шер А.В., Гитерман Р.Е. и др. Опорный разрез плейстоценовых отложений на р. Аллаихе (низовья Индигоирки) // Бюл. Комиссии по изучению четвертич. периода, 1980, № 50, с. 73–95.

Карта четвертичных образований территории Российской Федерации. М-б 1:2 500 000 / Ред. колл.: О.В. Петров и др. СПб., Ин-т им. Карпинского, 2022, 1 л.

Касанов Е.М., Бискэ С.Ф. Проблемы геоморфологии Яно-Индигоирской и Колымской низменностей // Материалы II геоморфол. совещ. М., Изд-во АН СССР, 1959, с. 1–16.

Кацури С.П. Термокарст на территории СССР. М., Изд-во АН СССР, 1961, 290 с.

Колесников С.Ф. Четвертичные отложения полуострова Широкостан // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 5. География, 2020, № 4, с. 96–104.

Колпаков В.В. Эоловые четвертичные отложения Приленской Якутии // Бюл. Комиссии по изучению четвертич. периода, 1983, № 52, с. 123–131.

Коницев В.Н. К вопросу о формировании сингенетических мерзлых толщ // Проблемы криолитологии. М., Изд-во Моск. ун-та, 1969, вып. I, с. 13–23.

Коницев В.Н. Криолитологические доказательства гетерогенного строения отложений “ледового комплекса” в обнажении Дуванный Яр // Проблемы криолитологии. М., Изд-во Моск. ун-та, 1983, вып. XI, с. 56–64.

Коницев В.Н. Реакция вечной мерзлоты на потепление климата // Криосфера Земли, 2011, т. XV, № 4, с. 15–18.

Котляков В.М., Комарова А.И. Русско-английский словарь географических терминов (с толкованиями на русском и английском языках): около 7000 словарных статей. 2-е изд. М., ЛЕНАНД, 2021, 752 с.

Куницкий В.В. Химический состав сквозных жил ледового комплекса // Криолитозона и подземные воды Сибири. Ч. I. Морфология криолитозоны. Якутск, Ин-т мерзлотоведения СО РАН, 1996, с. 93–117.

Лаврушин Ю.А. Стратиграфия и некоторые особенности формирования четвертичных отложений низовьев р. Индигоирки // Изв. АН СССР. Сер. геол., 1962, № 2, с. 73–87.

Магидович И.П. Очерки по истории географических открытий. В 5 т. / И.П. Магидович, В.И. Магидович. М., Просвещение, 1983, т. 2, с. 276–281.

Мищенко О.В. Лексика, обозначающая лесные массивы, в говорах Русского Севера: “свое” и “чужое” // Ономастика и диалектная лексика. Екатеринбург, 2003, вып. 4, с. 33–46.

Мызников С.А. Русский диалектный этимологический словарь. Лексика контактных регионов. М.; СПб., Нестор-История, 2019, 1076 с.

Обручев В.А. Признаки ледникового периода в северной и центральной Азии // Бюл. Комиссии по изучению четвертич. периода, 1931, № 3, с. 43–120.

- Попов А.И.** Особенности литогенеза аллювиальных равнин в условиях сурового климата // Изв. АН СССР. Сер. геогр., 1953, № 2, с. 29–43.
- Решения** Межведомственного стратиграфического совещания по четвертичной системе Востока СССР (Магадан, 1982 г.). Объяснит. зап. к региональным стратиграфическим схемам четвертичных отложений Востока СССР. Магадан, СВКНИИ ДВО АН СССР, 1987, 241 с.
- Романовский Н.Н.** Эрозионно-термокарстовые котловины на севере приморских низменностей Якутии и Новосибирских островах // Мерзлотные исслед., 1961, вып. 1, с. 124–144.
- Романовский Н.Н.** Формирование полигонально-жилных структур. Новосибирск, Наука, 1977, 213 с.
- Романовский Н.Н.** Основы криогенеза литосферы: Учеб. пособие. М., Изд-во Моск. ун-та, 1993, 336 с.
- Соловьев П.А.** Распространение ископаемых фирновых льдов на Лено-Амгинском междуречье // Мерзлотоведение, 1947, т. II, № 2, с. 108–111.
- Соловьев П.А.** Криолитозона северной части Лено-Амгинского междуречья. М., Изд-во АН СССР, 1959, 142 с.
- Стратиграфический кодекс России.** Изд. 3-е, исправ. и доп. СПб., Изд-во ВСЕГЕИ, 2019, 96 с.
- Тенегин А.Н.** Новые данные о местных географических терминах иноязычного происхождения в русских говорах Нижней Печоры // Вопр. ономастики, 1976, № 11, с. 85–93.
- Толль Э.В.** Ископаемые ледники Новосибирских островов, их отношение к трупам мамонтов и к ледниковому периоду // Зап. Импер. Рус. геогр. о-ва по общей географии, 1897, т. XXXII, № 1, 139 с.
- Томирдиаро С.В.** Лессово-ледовая формация верхнеплейстоценовой гиперзоны в Северном полушарии // Тр. Северо-Вост. компл. ин-та ДВНЦ АН СССР, 1975, № 68, с. 170–197.
- Томирдиаро С.В.** Лессово-ледовая формация Восточной Сибири в позднем плейстоцене и голоцене. М., Наука, 1980, 184 с.
- Труш Н.И., Кондратьева К.А.** Состав и свойства верхнеплейстоценовых отложений Яно-Индигоирской приморской низменности // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология, 1975, № 5, с. 72–86.
- Труш Н.И., Нистратова Т.А.** Состав и свойства аласных отложений Яно-Индигоирского междуречья // Мерзлотные исслед., 1974, вып. XIV, с. 43–55.
- Тумской В.Е.** Особенности криолитогенеза отложений Северной Якутии в среднем неоплейстоцене–голоцене // Криосфера Земли, 2012, т. XVI, № 1, с. 12–21.
- Тумской В.Е.** Криостратиграфия и криофациальный анализ // Криосфера Земли, 2021, т. XXV, № 4, с. 3–16.
- Тумской В.Е., Басилян А.Э.** Стратиграфия четвертичных отложений берегов пролива Дмитрия Лаптева (Северная Якутия) // Фундаментальные проблемы квартера: итоги изучения и основные направления дальнейших исследований: Материалы VI Всерос. совещ. по изучению четвертич. периода. Новосибирск, Изд-во СО РАН, 2009, с. 592–593.
- Фигурин А.Е.** Замечания медико-хирурга Фигурина о разных предметах естественной истории и физики, учиненные в Устьянске и его окрестностях в 1822 г. // Сиб. вестн., 1823, ч. IV, кн. 20, 21, с. 185–212.
- Харрис С.А., Брушков А.В., Чэн Годун.** Геокриология. Характеристики и использование вечной мерзлоты. В 2 т. М.; Берлин, Директ-Медиа, 2020, т. I, 437 с.
- Шренк Л.И.** Об экспедиции, снаряженной Императорскою Академией наук на Новосибирские острова и в Приянский край. СПб., Тип. Импер. Акад. наук, 1885, 25 с.
- Шумский П.А.** Исследование ископаемых льдов Центральной Якутии // Исследование вечной мерзлоты в Якутской Республике. М., Изд-во АН СССР, 1952, вып. 3, с. 142–162.
- Шумский П.А.** Очерк истории исследования подземных льдов. Якутск, Кн. изд-во, 1959, 53 с.
- Ashastina K., Kienast F., Schirrmeister L., Fuchs M.** Palaeoclimate characteristics in interior Siberia of MIS 6-2: First insights from the Batagay permafrost mega-thaw slump in the Yana Highlands // Clim. Past, 2017, vol. 13, No. 7, p. 795–818.
- Schirrmeister L., Froese D., Tumskey V. et al.** Yedoma: Late Pleistocene ice-rich syngenetic permafrost of Beringia // The Encyclopedia of Quaternary Science / S.A. Elias (ed.). Amsterdam, Elsevier, 2013, vol. 3, p. 542–552.
- Sher A.V.** A brief overview of the late Cenozoic history of the western Beringian lowlands // Terrestrial Paleoenvironmental Studies in Beringia: Proc. of a Joint Russian-American Workshop (Fairbanks, Alaska, June 1991). Alaska, Quaternary Center, 1991, p. 3–7.
- Shur Y., Fortier D., Jorgenson M.T. et al.** Yedoma permafrost genesis: over 150 years of mystery and controversy // Front. Earth Sci., 2022, vol. 9, 757891.
- Strauss J., Laboor S., Schirrmeister L. et al.** Circum-arctic map of the yedoma permafrost domain // Front. Earth Sci., 2021, vol. 9, 758360.
- Tumskey V., Kuznetsova T.** Cryolithostratigraphy of the Middle Pleistocene to Holocene deposits in the Dmitry Laptev strait, Northern Yakutia // Front. Earth Sci., 2022, vol. 10, 789421.

References

- Astakhov V.I., Pestova L.E., Shkatova V.K. Lessoids of the Russian Federation: distribution and age. In: Regionalnaya geologiya i metallogeniya [Regional Geology and Metallogeny], 2021, No. 87, p. 42–60 (in Russian).
- Badu Yu.B. Kriolitogenez. Priznaki i prizraki kriolitosfery [Cryolithogenesis. Signs and Ghosts of the Cryolithosphere]. Moscow, Izd-vo Mosk. un-ta, 2021, 367 p. (in Russian).
- Baranova Yu.P. Geomorphological review of the eastern part of the Kolyma Lowland. In: Materialy po geologii i poleznym iskopaemym Severo-Vostoka SSSR [Materials on geology and mineral resources of the North-East of the USSR]. Magadan, 1957, iss. 11, p. 208–222 (in Russian).
- Basilyan A.E., Anisimov M.A., Pavlova E.Yu., Pitulko V.V. Correlation of Quaternary deposits between sections Soplivaya Gora and Mus-Khaya (lower part of the Yana River, the north of Yana-Indigirka Lowland). In: Abstracts of the Conf. “Geomorphology and paleogeography of the polar regions”: Symposium “Leopoldina” and work group INQUA Peribaltic. Sankt-Petersburg, SPbGU, 2012, p. 184–187 (in Russian).
- Belolyubsky I.N., Sergeenko A.I., Siegert Ch., Boeskorov G.G. A brief overview of the history of the study of biostratigraphy of Northern Yakutia. In: Geology and mineral resources of the North-East of Russia: abstracts of the VII Russian Scientific and Practical Conf. Yakutsk, Izd. dom SVFU, 2017, vol. II, p. 27–32 (in Russian).
- Birkengof A.L. From observations of forest cover and permafrost. In: Trudy Komissii po izucheniyu vechnoy merzloyu [Proceedings of the Commission for the Study of Permafrost], 1934, vol. III, p. 41–57 (in Russian).
- Biske S.F. Quaternary deposits of the Kolyma Lowland. In: Materialy po geologii i poleznym iskopaemym Severo-Vostoka

- SSSR [Materials on geology and mineral resources of the North-East of the USSR]. Magadan, 1957, iss. 11, p. 68–81 (in Russian).
- Brushkov A.V., Zhdaneev O.V., Frolov K.N. Fundamentals of Permafrost Science: Textbook for Universities. Moscow, Academic project, 2024, 190 p. (in Russian).
- Vasil'chuk Yu.K., Vasil'chuk A.C. Syngenetic ice wedges and age of slope yedoma deposits in the foothills of the Kular Ridge. *Earth's Cryosphere*, 2020, vol. XXIV, No. 2, p. 3–13.
- Vas'kovsky A.P. Essay on the stratigraphy of anthropogenic (quaternary) deposits in the extreme North-East of Asia. In: *Geologiya Koryakskogo nagor'ya* [Geology of the Koryak Highland]. Moscow, 1963, p. 143–168 (in Russian).
- Veremeeva A.A., Glushkova N.V. Formation of relief in the regions of Ice Complex deposits distribution: remote sensing and GIS studies in the Kolyma lowland tundra. *Earth's Cryosphere*, 2016, vol. XX, No. 1, p. 14–24.
- Vtyurin B.I., Grigoriev N.F., Katasonov E.M. et al. Local stratigraphy of Quaternary deposits onshore Laptev Sea. In: *Proc. of Interdepartmental Meeting for Preparation of Uniform Stratigraphic Charts of Siberia*, 1956. Leningrad, Geostop-tekhnizdat, 1957, p. 564–572 (in Russian).
- Dictionary of Geocryology / V.V. Baulin, V.E. Murzaeva (eds.). Moscow, GEOS, 2003, 140 p. (in Russian).
- Dictionary of Geology. In three volumes. 3 ed. / O.V. Petrov (ed.). Vol. 1. A–I. St. Petersburg, VSEGEI, 2010, 432 p. (in Russian).
- Grave N.A. Fossil ice on the watershed between Lena and Aldan rivers. In: *Trudy In-ta merzlotovedeniya im. V.A. Obrucheva* [Proceedings of the V.A. Obruchev Permafrost Institute]. Moscow; Leningrad, Izd-vo AN SSSR, 1944, vol. IV, p. 10–32 (in Russian).
- Grigoriev A.A. On the glaciation of the territory of Yakutia in the Quaternary period. In: *Trudy Komissii po izucheniiyu chetvertichnogo perioda* [Proceedings of the Commission for the study of the Quaternary period]. Leningrad, Izd-vo AN SSSR, 1932, p. 31–42 (in Russian).
- Gusev A.I. To the stratigraphy of Quaternary deposits on the western part of Coastal plain. In: *Trudy NIIGA* [Proceedings of the Institute of Geology of Arctic], 1958, vol. 80, iss. 5, p. 79–86 (in Russian).
- Dostovalov B.N. On the physical conditions of the formation of frost cracks and the development of wedge ice in loose deposits. In: *Issledovanie vечноy merzloty v Yakutskoy Respublike* [Study of permafrost in the Yakut Republic], 1952, iss. 3, p. 162–194 (in Russian).
- Ershov E.D. *Obshchaya geokriologiya* [General geocryology]. Moscow, Moscow Univ. Press, 2002, 682 p. (in Russian).
- Efimov A.I., Grave N.A. Buried ice near Abalakh Lake. In: *Sotsialisticheskoe stroitel'stvo* [Socialist construction], 1940, No. 10–11, p. 65–78 (in Russian).
- Zhestkova T.N., Shvetsov P.F., Shur Yu.L. To the question on yedoma genesis. In: *Geokriologicheskie issledovaniya* [Geocryological Investigations]. Moscow, Moscow Univ. Press, 1986, p. 108–113 (in Russian).
- Kayalanyen V.I., Kulakov Yu.N. Main features of the history of geological development of the Yana-Indigirka (Primorskaya) lowland in the Neogene–Quaternary period. In: *Antropogennyi period v Arktike i Subarktike* [Anthropogenic period in the Arctic and Subarctic]. Moscow, Nedra, 1965, p. 56–64 (in Russian).
- Kaplina T.N. The history of the permafrost of Northern Yakutia in the Late Cenozoic. In: *Istoriya razvitiya mnogoletnemerzlykh porod Evrazii* [History of the development of permafrost of Eurasia]. Moscow, Nauka, 1981, p. 153–181 (in Russian).
- Kaplina T.N., Giterman R.E., Lakhtina O.V. et al. Duvanny Yar – a reference section of Upper Pleistocene deposits of the Kolyma Lowland. In: *Byulleten' Komissii po izucheniiyu chetvertichnogo perioda* [Bulletin of the Commission for the Study of the Quaternary Period], 1978, No. 48, p. 49–65 (in Russian).
- Kaplina T.N., Kostalyndina N.K., Leibman M.O. Analysis of the relief of the lower reaches of the Kolyma River for the purposes of cryolithological mapping. In: *Formirovaniye merzlykh porod i prognoz kriogennykh protsessov* [Formation of frozen deposits and forecast of cryogenic processes]. Moscow, Nauka, 1986, p. 51–60 (in Russian).
- Kaplina T.N., Sher A.V., Giterman R.E. et al. Reference section of Pleistocene deposits on the Allaikha River (lower reaches of the Indigirka). In: *Byulleten' Komissii po izucheniiyu chetvertichnogo perioda* [Bulletin of the Commission for the Study of the Quaternary Period], 1980, No. 50, p. 73–95 (in Russian).
- Map of Quaternary formations of the territory of the Russian Federation. Scale 1:2 500 000. Ed. coll.: O.V. Petrov et al. 2022, 1 p.
- Katasonov E.M., Biske S.F. Problems of geomorphology of the Yana-Indigirka and Kolyma lowlands. In: *Materialy II geomorfologicheskogo soveshchaniya* [Proceedings of the II geomorphological conference]. Moscow, Izd-vo AN SSSR, 1959, p. 1–16 (in Russian).
- Kachurin S.P. Termokarst na territorii SSSR [Thermokarst on the territory of the USSR]. Moscow, Izd-vo AN SSSR, 1961, 290 p. (in Russian).
- Kolesnikov S.F. Quaternary deposits of the Shirokostan Peninsula. *Vestnik Moskovskogo Universiteta* [Bulletin of Moscow University]. Series 5. Geography, 2020, No. 4, p. 96–104 (in Russian).
- Kolpakov V.V. Aeolian Quaternary deposits of Prilenskaya Yakutia. In: *Byulleten' Komissii po izucheniiyu chetvertichnogo perioda* [Bulletin of the Commission for the Study of the Quaternary Period], 1983, No. 52, p. 123–131 (in Russian).
- Konishchev V.N. On the formation of syngenetic frozen strata. In: *Problemy kriolitologii* [Problems of cryolithology], 1969, iss. I, p. 13–23 (in Russian).
- Konishchev V.N. Cryolithological evidence of heterogeneous structure of the “ice complex” deposits in the Duvanny Yar outcrop. In: *Problemy kriolitologii* [Problems of Cryolithology], 1983, iss. XI, p. 56–64 (in Russian).
- Konishchev V.N. Permafrost response to climate warming. *Earth's Cryosphere*, 2011, vol. XV, No. 4, p. 13–16.
- Kotlyakov V.M., Komarova A.I. Dictionary of Geography (with definitions in Russian and English). About 7000 geographic terms. 2nd ed. Moscow, LENAND, 2021, 752 p.
- Kunitsky V.V. Chemical composition of through wedges of the ice complex. In: *Krtiolitozona i podzemnye vody Sibiri* [Cryolithozone and groundwater of Siberia. Part I. Morphology of the cryolithozone]. Yakutsk, Permafrost Institute SB RAS, 1996, p. 93–117 (in Russian).
- Lavrushin Yu.A. Stratigraphy and some features of the formation of Quaternary deposits of the lower reaches of the Indigirka River. *Izvestiya Akademii nauk SSSR* [Bulletin of the USSR Academy of Sciences], geological series, 1962, No. 2, p. 73–87 (in Russian).
- Magidovich I.P., Magidovich V.I. *Ocherki po istorii geograficheskikh otkrytii* [Essays on the history of geographical discoveries] In 5 vol. Moscow, Prosveshchenie, 1983, vol. 2, p. 276–281 (in Russian).

- Mishchenko O.V. Vocabulary denoting forest areas in dialects of the Russian North: “one’s own” and “another’s”. In: *Onomastika i dialektная лексика* [Onomastics and dialectal vocabulary]. Ekaterinburg, 2003, iss. 4, p. 33–46 (in Russian).
- Myznikov S.A. *Russkii dialektnyi etimologicheskii slovar’* [Russian dialect etymological dictionary. Lexicon of contact regions]. Moscow, St. Petersburg, Nestor–History, 2019, 1076 p. (in Russian).
- Obruchev V.A. Signs of the Ice Age in Northern and Central Asia. In: *Byulleten’ Komissii po izucheniyu chetvertichnogo perioda* [Bulletin of the Commission for the Study of the Quaternary Period], 1931, No. 3, p. 43–120 (in Russian).
- Popov A.I. Peculiarities of lithogenesis on alluvial plains under severe climate. In: *Izvestiya AN SSSR* [Bulletin of Academia of Science, USSR], series geography, 1953, No. 2, p. 29–43 (in Russian).
- Decision of interdepartmental stratigraphic meeting for Quaternary of East of USSR (Magadan, 1982). Explanatory letters for regional stratigraphic charts of Quaternary deposits of East of USSR. Magadan, 1987, 241 p. (in Russian).
- Romanovskii N.N. Erosion-thermokarst depressions in the north of the coastal lowlands of Yakutia and the New Siberian Islands. In: *Merzlotnye issledovaniya* [Permafrost Research], 1961, iss. 1, p. 124–144 (in Russian).
- Romanovsky N.N. *Formirovanie polygonalno-zhilnykh struktur* [Formation of polygonal-wedge structures]. Novosibirsk, Nauka, 1977, 213 p. (in Russian).
- Romanovskii N.N. *Osnovy kriogeneza litosfery* [Foundations of Cryogenesis of Lithosphere: textbook]. Moscow, Izd-vo MGU, 1993, 336 p. (in Russian).
- Soloviev P.A. Distribution of fossil firn ice in the Lena-Amga watershed. *Merzlotovedenie* [Permafrost Science], 1947, vol. II, No. 2, p. 108–111 (in Russian).
- Soloviev P.A. *Kriolitozona severnoy chasti Leno-Amginskogo mezhdurech’ya* [Cryolithozone of the northern part of the Lena-Amga watershed]. Moscow, Izd-vo AN SSSR, 1959, 144 p. (in Russian).
- Stratigraficheskii kod Rossii* [Stratigraphic code of Russia]. 3rd ed. St. Petersburg, VSEGEI, 2019, 96 p. (in Russian).
- Tenegin A.N. New data on local geographical terms of foreign origin in Russian dialects of Lower Pechora. *Voprosy onomastiki* [Questions of Onomastics], 1976, No. 11, p. 85–93 (in Russian).
- Toll E.V. Fossil glaciers of the New Siberian islands, their relationships to the mammoth carcasses and Ice Age. In: *Zapiski Imperatorskogo Russkogo geograficheskogo obshchestva po obshchey geografii* [Notes of the Imperial Russian geographical society in a general geography], 1897, vol. XXXII, No. 1, 139 p. (in Russian).
- Tomirdiario S.V. Loess-ice formation of the Upper Pleistocene hyperzone in the Northern Hemisphere. In: *Trudy Severo-Vostochnogo kompleksnogo Instituta DVNZ AN SSSR* [Bulletin of the North-East Complex Institute], 1975, No. 68, p. 170–197 (in Russian).
- Tomirdiario S.V. *Lessovo-ledovaya formatsiya Vostochnoi Sibiri v pozdnem Pleistotsene i Golotsene* [Loess-ice formation of Eastern Siberia in the Late Pleistocene and Holocene]. Moscow, Nauka, 1980, 184 p. (in Russian).
- Trush N.I., Kondratieva K.A. Composition and properties of Upper Pleistocene deposits of the Yana-Indigirka coastal lowland. *Vestnik Moskovskogo Universiteta* [Bulletin of Moscow University]. Series 4. Geology, 1975, No. 5, p. 72–86 (in Russian).
- Trush N.I., Nistratova T.A. Composition and properties of alas deposits of the Yana-Indigirka watershed. *Merzlotnye issledovaniya* [Permafrost Research], iss. XIV, 1974, p. 43–55 (in Russian).
- Tumskoy V.E. Peculiarities of cryolithogenesis in Northern Yakutia (Middle Neopleistocene to Holocene). *Kriosfera Zemli* [Earth’s Cryosphere], 2012, vol. XVI, No. 1, p. 12–21 (in Russian).
- Tumskoy V.E. Cryolithostratigraphy and cryofacies analysis. *Earth’s Cryosphere*, 2021, vol. XXV, No. 4, p. 3–13.
- Tumskoy V.E., Basilyan A.E. Stratigraphy of Quaternary deposits of the shores of the Dmitry Laptev Strait (Northern Yakutia). In: *Fundamental problems of the Quaternary: results of the study and main directions of further research: Proceedings of the VI All-Russian Conference on the Study of the Quaternary Period*. Novosibirsk, Izd-vo SO RAN, 2009, p. 592–593 (in Russian).
- Figurin A.E. Notes of the Medical Surgeon Figurin on various subjects of Natural History and Physics, made in Ustyansk and its environs in 1822. In: *Sibirskiy vestnik* [Siberian Bulletin], 1823, part IV, books 20 and 21, p. 185–212 (in Russian).
- Harris S.A., Brushkov A.V., Cheng Guodong. *Geokriologiya* [Geocryology. Characteristics and use of permafrost]. In 2 vol. Moscow; Berlin, Direct-Media, 2020, vol. I, 437 p. (in Russian).
- Shrenk L.I. About the expedition equipped by the Imperial Academy of Sciences to the New Siberian Islands and the Priyansky region. St. Petersburg, Typogr. of Imperial Academy of Sciences, 1885, 25 p. (in Russian).
- Shumsky P.A. Study of fossil ice in Central Yakutia. In: *Issledovanie vechnoi merzloty v Yakutskoi Respublike* [Study of permafrost in the Yakut Republic]. Moscow, Izd-vo AN SSSR, 1952, iss. 3, p. 142–162 (in Russian).
- Shumsky P.A. *Ocherk istorii issledovaniya podzemnykh ldov* [Essay on the history of ground ice research]. Yakutsk, Kn. izd-vo, 1959, 53 p. (in Russian).
- Ashastina K., Kienast F., Schirrmeister L., Fuchs M. Palaeoclimate characteristics in interior Siberia of MIS 6-2: First insights from the Batagay permafrost mega-thaw slump in the Yana Highlands. *Clim. Past*, 2017, vol. 13, No. 7, p. 795–818.
- Schirrmeister L., Froese D., Tumskoy V. et al. Yedoma: Late Pleistocene ice-rich syngenetic permafrost of Beringia. In: *The Encyclopedia of Quaternary Science*. S.A. Elias (ed.). Amsterdam, Elsevier, 2013, vol. 3, p. 542–552.
- Sher A.V. A brief overview of the late Cenozoic history of the western Beringian lowlands. In: *Terrestrial paleoenvironmental studies in Beringia: Proc. of a Joint Russian-American Workshop*. Fairbanks, Alaska, 1991, Quaternary Center, p. 3–7.
- Shur Y., Fortier D., Jorgenson M.T. et al. Yedoma permafrost genesis: Over 150 years of mystery and controversy. *Front. Earth Sci.*, 2022, vol. 9, 757891.
- Strauss J., Laboor S., Schirrmeister L. et al. Circum-Arctic Map of the yedoma permafrost domain. *Front. Earth Sci.*, 2021, vol. 9, 758360.
- Tumskoy V., Kuznetsova T. Cryolithostratigraphy of the Middle Pleistocene to Holocene deposits in the Dmitry Laptev strait, Northern Yakutia. *Front. Earth Sci.*, 2022, vol. 10, 789421.

*Поступила в редакцию 21 февраля 2025 г.,
после доработки – 9 апреля 2025 г.,
принята к публикации 10 апреля 2025 г.*

РЕГИОНАЛЬНАЯ И ИСТОРИЧЕСКАЯ ГЕОКРИОЛОГИЯ

УДК 551.345 (235.223)
DOI: 10.15372/KZ20250402
EDN: GXFXKE

КРИОЛИТОЗОНА ОКИНСКОГО ПЛОСКОГОРЬЯ: ОСНОВНЫЕ ПАРАМЕТРЫ И ИХ ИЗМЕНЧИВОСТЬ В СВЯЗИ С ДИНАМИКОЙ КЛИМАТА

С.В. Алексеев¹, Л.П. Алексеева^{1,*}, Ю.К. Васильчук², А.А. Светлаков¹,
В.А. Пеллинен¹, Е.С. Королёва³

¹Институт земной коры СО РАН, лаборатория гидрогеологии, 664033, Иркутск, ул. Лермонтова, 128, Россия

²Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, географический ф-т, кафедра геохимии ландшафтов и географии почв, 119991, Москва, Ленинские горы, 1, Россия

³ГАУ Ямало-Ненецкого автономного округа "Научный центр изучения Арктики", 629007, Салехард, ул. Республики, 20, Россия

*Автор для контакта; e-mail: lalex@crust.irk.ru

Представлены результаты исследований мерзлых горных пород на Окинском плоскогорье в Восточных Саянах. Комплекс научно-исследовательских работ, выполненных в долине р. Сенца, включал параметрическое бурение, режимные геотермические наблюдения в скважинах, криолитологический анализ рыхлых отложений и петрографические исследования подземных льдов с определением их структурно-генетических особенностей. Установлено, что геологический разрез до глубины 45 м представлен глинами, суглинками, супесями и песками с прослоями и линзами льда. Мощность многолетнемерзлых пород в долине р. Сенца не превышает 44 м, а их среднегодовая температура на глубине 10 м составляет $-1.1...-2.1$ °C. Параметры структуры подземных льдов указывают на их сегрегационный и инъекционный генезис. Устойчивый многолетний положительный тренд среднегодовой температуры воздуха на Окинском плоскогорье способствует постепенному повышению температуры мерзлых отложений в слое годовых теплооборотов, разрушению ледоминальных бугров пучения и опусканию их кровли.

Ключевые слова: многолетнемерзлые рыхлые отложения, криогенные текстуры, температурный режим, бугры пучения, подземные льды, долина реки Сенца, Окинское плоскогорье.

Ссылка для цитирования: Алексеев С.В., Алексеева Л.П., Васильчук Ю.К., Светлаков А.А., Пеллинен В.А., Королёва Е.С. Криолитозона Окинского плоскогорья: основные параметры и их изменчивость в связи с динамикой климата // Криосфера Земли, 2025, т. XXIX, № 4, с. 22–36. DOI: 10.15372/KZ20250402. EDN: GXFXKE.

PERMAFROST OF THE OKA PLATEAU:
KEY PARAMETERS AND THEIR VARIABILITY DUE TO CLIMATE DYNAMICS

S.V. Alexeev¹, L.P. Alexeeva^{1,*}, Yu.K. Vasil'chuk², A.A. Svetlakov¹, V.A. Pellinen¹, E.S. Koroleva³

¹Institute of the Earth's Crust, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, Lermontov St. 128, Irkutsk, 664033 Russia

²Lomonosov Moscow State University, Faculty of Geography, Department of landscape geochemistry and geography, Leninskie Gory 1, Moscow, 119991 Russia

³Arctic Research Center of the Yamal-Nenets Autonomous District, Republic St. 20, Salekhard, 629007 Russia

*Corresponding author; e-mail: lalex@crust.irk.ru

This article presents the results of the permafrost research of the Oka Plateau in the Eastern Sayan Ridge. The complex of scientific research works carried out in the Sentsa River valley involved parametric drilling, geothermal regime observations in boreholes, cryolithological analysis of unconsolidated sediments, and petrographic studies of ground ice, as well as its structural and genetic features. It was established that the geological section down to 45 m consists of clays, clayey silts, silts and sands with ice interlayers and lenses. Permafrost thickness in the Sentsa River valley does not exceed 44 m, and a mean annual ground temperature at a depth of 10 m ranges from -1.1 to -2.1 °C. The parameters of the structure of ground ice indicate its segregation and injection origin. The stable multi-year positive trend in the mean annual air temperature on the Oka Plateau contributes to a gradual increase of the frozen sediments temperature in the layer of annual heat fluctuation, the destruction of ice-mineral frost mounds and the lowering of the surface.

Keywords: frozen unconsolidated sediments, cryogenic structures, temperature regime, frost mounds, ground ice, Sentsa River valley, Oka Plateau.

ВВЕДЕНИЕ

Исследования мерзлоты в долине реки на Окинском плоскогорье (Восточный Саян) начаты авторами в 2011 г. Часть результатов о литологическом составе, криогенном строении и температуре озерно-аллювиальных отложений в долине р. Сенца, химическом и изотопном составе подземных льдов в буграх пучения, механизмах формирования бугров пучения опубликована в 2021 г. [Alexeev et al., 2021].

В дальнейшем усилия авторов были направлены на установление основных параметров криолитозоны: мощности многолетнемерзлых пород (ММП), их температурного режима, криогенного строения отложений, текстурных особенностей и строения подземных льдов в буграх пучения, глубины залегания водоносных горизонтов. Особое внимание уделялось изучению реакции мерзлоты на современное изменение климата.

РЕГИОН ИССЛЕДОВАНИЯ

Окинское плоскогорье (абс. высота 1800–2400 м) занимает восточную часть Алтае-Саянской горной страны. Климат региона – умеренный, резко континентальный с коротким и относительно теплым летом. Зимой в регионе доминирует мощный Сибирский антициклон, летом погоду контролирует западный атмосферный перенос. Среднегодовая температура воздуха отрицательная и в зависимости от абсолютной высоты изменяется от -5.6°C (1372 м) до -6.6°C (2084 м). Зимой в среднем выпадает около 70 мм осадков, летом – около 370 мм [Научно-прикладной справочник..., 1991; Безрукова и др., 2022]. Снежный покров маломощный, всего 20–60 см в днищах речных долин [Геокриология СССР..., 1989], что приводит к глубокому промерзанию подстилающих пород. Постоянный снежный покров формируется уже в октябре и начинает таять в середине апреля.

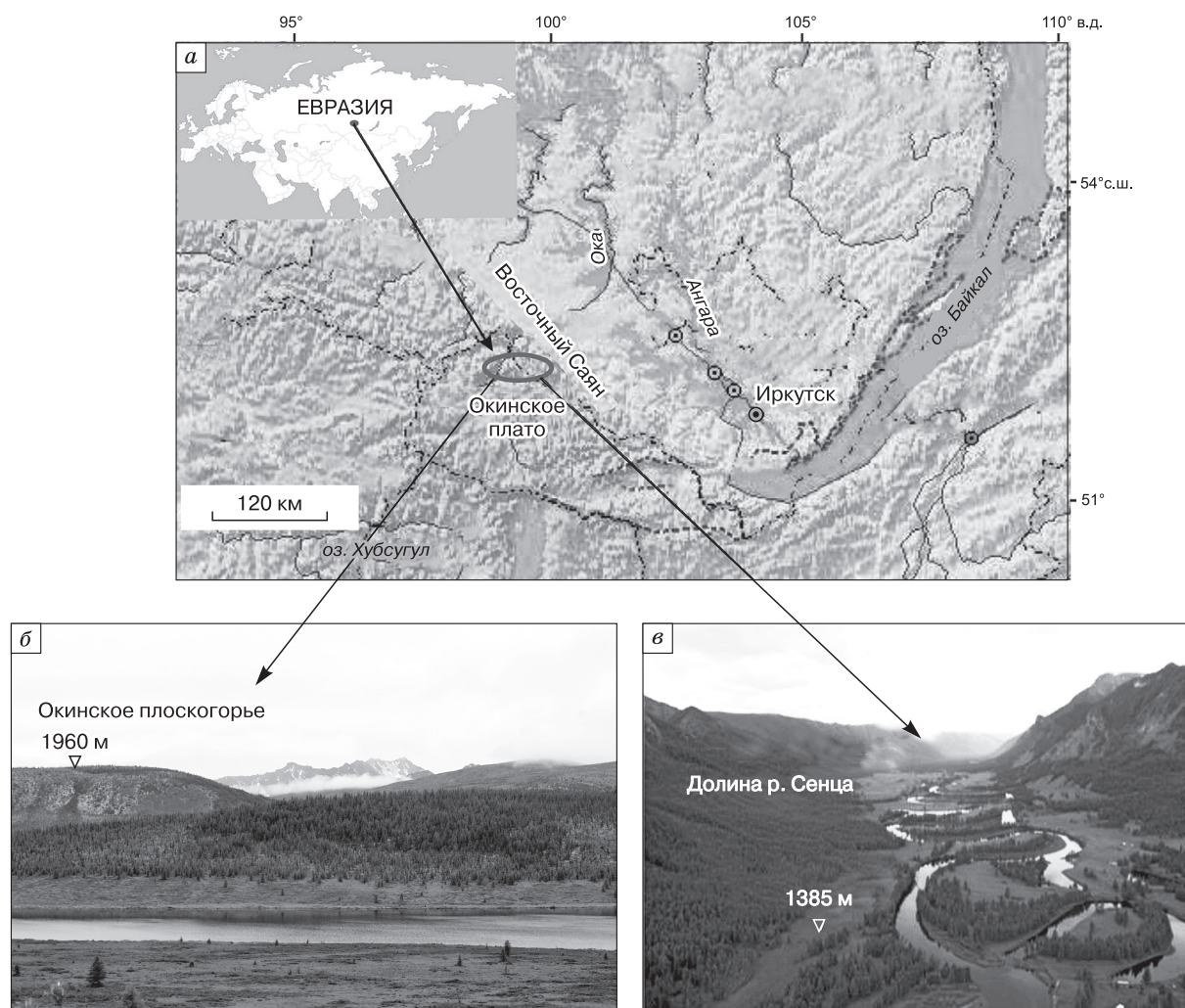


Рис. 1. Местоположение района исследований (а) и морфология Окинского плоскогорья (б) и долины р. Сенца (в) с абсолютными отметками местности.

Фотографии сделаны с помощью БПЛА.

По многолетним данным метеостанции Орлик, расположенной в 36 км от участка исследований ($52^{\circ}34'44''$ с.ш., $99^{\circ}49'38''$ в.д., 1375 м), среднегодовая температура воздуха за период 1935–2023 гг. изменялась от -6.9 до -2.1 °С. Абсолютный минимум среднесуточной температуры воздуха -42.2 °С, абсолютный максимум $+22.8$ °С.

Окинское плоскогорье сложено докембрийскими и раннепалеозойскими породами. Плоскогорье прорезано троговыми долинами рек Ока, Тисса, Сенца, Жомболок, выполненными четвертичными отложениями. Имеющиеся публикации свидетельствуют о масштабном позднеплейстоценовом оледенении юга Восточного Саяна [Кропоткин, 1867; Перетолчин, 1908; Обручев, 1953; Nemchinov et al., 1999; Arzhannikov et al., 2012, и др.]. В голоцене при отступании ледников в долинах формировались подпрудные озера. После их спуска происходило прогрессирующее всестороннее промерзание водонасыщенных рыхлых отложений, формирование бугров пучения на значительной площади и специфического криогенного рельефа.

Исследования авторов в течение нескольких лет были сосредоточены в долине р. Сенца – притока р. Оки, которая прорезает Окинское плоскогорье на глубину 800 м (рис. 1). Долина р. Сенца представляет собой классический трог с элемен-

тами ледникового рельефа в виде боковых и конечных морен позднеплейстоценового возраста [Олюнин, 1965] и интенсивно меандрирующим руслом реки.

В днище долины широко распространены бугры пучения и туфуры (рис. 2). Размеры бугров пучения различны: высота от 3 до 15 м, диаметр от 10 до 30 м. Туфуры представлены мелкими буграми, покрытыми травянистой растительностью, высотой 0.4–0.5 м и диаметром 0.5–0.9 м. Они сложены голубоватой супесью, которая перекрыта почвенным слоем мощностью 0.1–0.2 м.

Отложения, выполняющие долину реки, представлены глинами, суглинками, супесями, песками, галечниками, валунами.

Согласно немногочисленным опубликованным данным [Соловьева, 1976; Геокриология СССР..., 1989], криолитозона в пределах Окинского плоскогорья имеет сплошное распространение с тенденцией сокращения занимаемой площади в западном и северо-северо-восточном направлениях (рис. 3). Для региона характерно широкое развитие сквозных таликов с постоянно действующими источниками подземных вод, которые приурочены к зонам разломов, и несквозных таликов под руслами рек и озерами.

Мощность ММП изменяется от 50 до 300 м, среднегодовая температура пород опускается

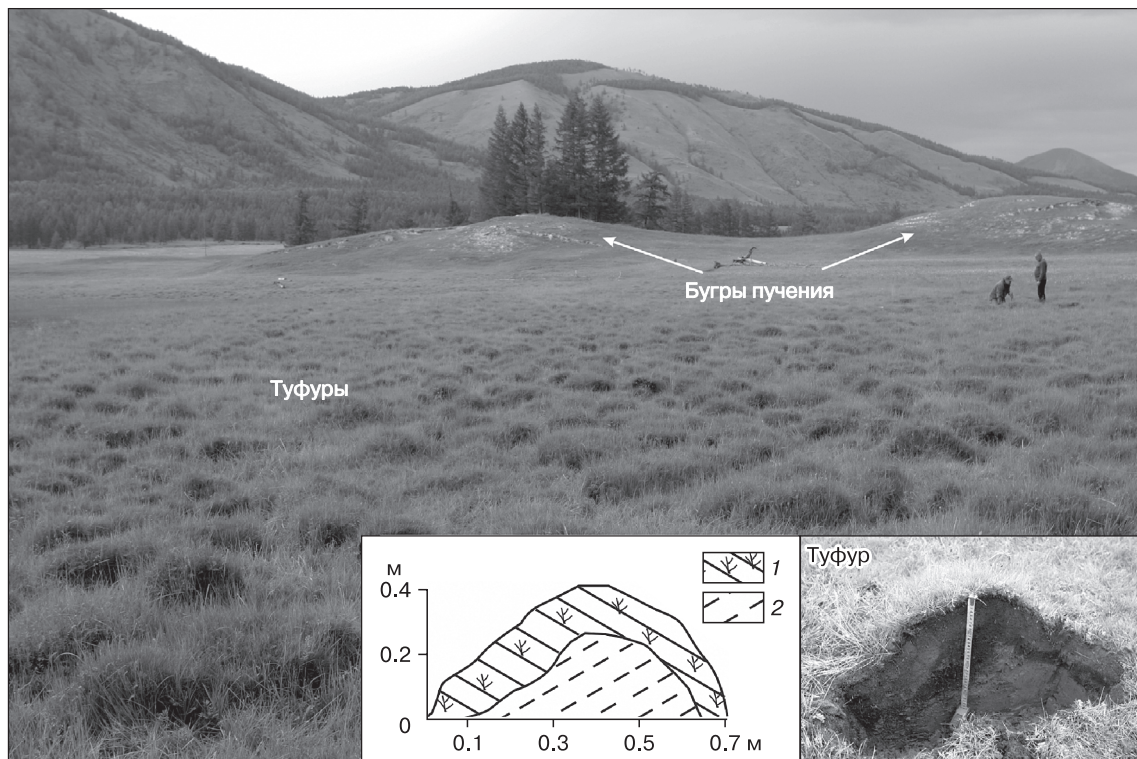


Рис. 2. Бугры пучения и туфуры в долине р. Сенца.

На врезке показан разрез туфура и эскиз с его размерами и составом. 1 – почвенный слой; 2 – супесь.

ниже -2°C (примерно на глубине 15–20 м), достигая -7°C в толще ММП максимальной мощности, которая свойственна наиболее высоким частям хребтов, приподнятым возвышенностям и водоразделам. Мощность сезонного слоя, согласно тем же публикациям, на плоских водоразделах рек Сенца, Тисса, Ока составляет 1.0–1.5 м, а на пониженных участках иногда не превышает нескольких сантиметров. Результаты авторских наблюдений за изменением глубины сезонного протаивания отложений в долине р. Сенца на различных элементах рельефа изложены ниже.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

В основу исследования положены материалы полевых работ 2016–2024 гг., которые включали бурение скважины глубиной 45 м и изучение талого и мерзлого керна, расчистку одного из бугров пучения в речном уступе с отбором образцов грунта и проб льда, структурно-генетический и криолитологический анализы подземных текстуробразующих льдов и рыхлых отложений, а также режимные геотермические наблюдения в скважинах, пробуренных авторами ранее в долине р. Сенца (см. рис. 3).

Опорная скважина Se-20–скв. 5 (глубиной 45 м) пробурена 12–13 сентября 2020 г. с использованием буровой установки УРБ 2А2 (ООО ИНГЕО, г. Иркутск) на первой надпойменной террасе в 100 м от русла р. Сенца. Отбор керна осуществлялся через 0.5–0.8 м. Первоначальный диаметр бурения составил 151 мм до глубины 2.5 м (ниже глубины сезонного протаивания) с установкой металлической обсадной трубы диаметром 146 мм. Ниже диаметр бурения составил 132 мм короткими рейсами всухую до забоя. После завершения бурения скважина обсажена пластиковой трубой диаметром 50 мм до глубины 30.5 м. Затрубное пространство заполнено среднезернистым песком. Режимные геотермические наблюдения проводились также в двух скважинах глубиной 20.4 м (Se-16–скв. 1) и 13.4 м (Se-15–скв. 2), пробуренных ранее (2015 и 2016 гг.) в центральных частях бугров пучения. Расстояние между скважинами составляет 240 м. Все скважины были оборудованы четырехканальными логгерами НОВО UA-12-008 с диапазоном измерений от -20 до $+70^{\circ}\text{C}$, точностью $\pm 0.21^{\circ}\text{C}$ при температуре от 0 до $+50^{\circ}\text{C}$. Для оценки динамики температуры пород в слое годовых теплооборотов и ниже его датчики установлены на глубине: 1, 5, 10, 20 и 30 м. Дополнительно измерения температуры выполнялись в приповерхностном слое 0.1 м, поскольку на участке развит растительный покров, представленный в основном степными и луговыми травами. Регистрация и запись значений температуры горных пород производились непрерывно каждый час. Термоизоплеты построены на ос-

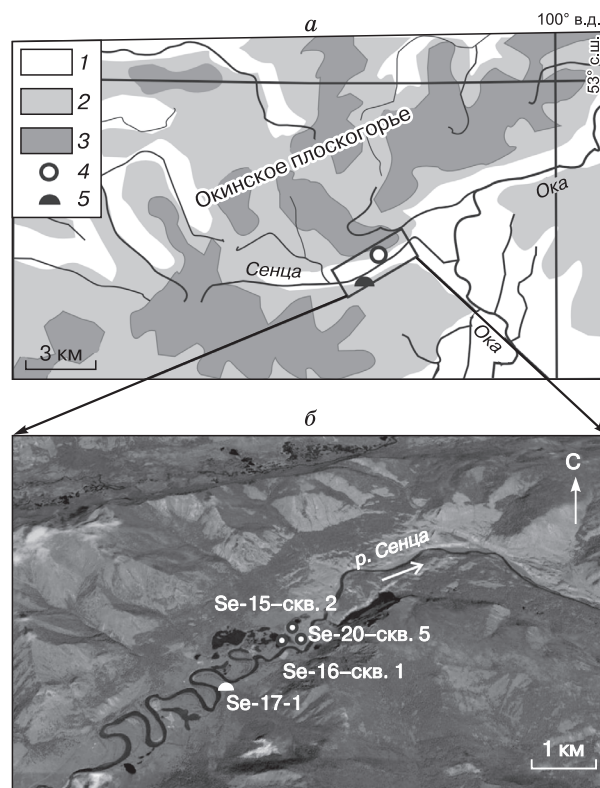


Рис. 3. Распространение многолетнемерзлых пород в горах и долинах Окинского плоскогорья (фрагмент Геокриологической карты СССР [1996], с упрощением) (а) и участок исследований (б).

1 – преимущественно сплошная мерзлота мощностью до 100 м и температурой пород $t_{\text{пор}} = -2...-0.5^{\circ}\text{C}$; 2 – преимущественно сплошная мерзлота мощностью до 150 м, $t_{\text{пор}} = -5...-1^{\circ}\text{C}$; 3 – сплошная мерзлота мощностью до 300 м, $t_{\text{пор}} = -7...-3^{\circ}\text{C}$; 4 – скважина Se-20–скв. 5; 5 – бугор пучения Se-17-1.

нове расчета значений среднегодовой температуры пород за гидрологический год с помощью программного пакета Surfer-10 методом интерполяции Kriging по четырем глубинам.

Суммарная влажность мерзлых отложений измерена точечным методом [ГОСТ 5180-2015..., 2016]. Для названий отложений по преобладающей фракции в разрезах, вскрытых расчистками и скважинами, использована классификация И.П. Иванова [1990].

Для исследования структурно-текстурных характеристик льда из расчистки бугра пучения бензопилой “Metabo” выпилены монолиты чистого льда из линзы и подстилающего мерзлого суглинка (размером $25 \times 25 \times 25$ см), упакованы в полиэтиленовый пакет и в мерзлом состоянии доставлены в Институт криосферы Земли СО РАН (г. Тюмень). Исследование текстуры и структуры льдов в ориентированных шлифах выполнено пет-

рографическим методом [Шумский, 1955; Савельев, 1963] в проходящем и поляризованном свете в поляроиде диаметром 12 см [Рогов, 2009]. Метод основан на оптических свойствах льда, одно из которых – двулучепреломление, т. е. разложение поляризованного луча света в толще кристалла на два луча под углом 90° с постоянным и переменным показателями преломления. Это свойство хорошо проявляется в тонкой пластинке льда, поэтому из монолитов были изготовлены прозрачные пластины и шлифы толщиной 0.5–1.0 мм в трех срезах: вертикальные фронтальный “а”, поперечный “б”, горизонтальный “с”. Под поляризованным светом каждый кристалл приобретает свою интерференционную окраску, что позволяет судить о его размерах, форме и ориентировке в шлифе. Размер кристаллов определялся в диагональном сечении, размерность указана в сантиметрах.

Радиоуглеродный анализ выполнен в Аналитическом центре изотопных исследований Института мониторинга климатических и экологических систем СО РАН (ИМКЭС СО РАН, г. Томск) на основе жидкостного сцинтилляционного метода с использованием спектрометра-радиометра Quantulus (ТомЦКП СО РАН). Калибровка радиоуглеродного возраста к календарному производилась с помощью программы CALIB REV-8.20.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Строение мерзлых пород. Строение ММП на слабонаклонной, местами заболоченной первой надпойменной террасе р. Сенца подтверждено данными бурения первой опорной скважины Se-20–скв. 5 ($52^\circ 39' 50.11''$ с.ш., $99^\circ 30' 03.54''$ в.д., 1380 м) (рис. 4).

Кровля мерзлоты вскрыта на глубине 1.1 м, а подошва ММП – на глубине 44 м. Криотекстуры преимущественно редкошлировые, массивные, но встречаются прослои и шлиры льда толщиной до 5–8 см (через 30–40 см, иногда 50–60 см). Лыдность (влажность) отложений уменьшается с глубиной от 84–114 % (в интервале 1.5–4.5 м) до 20–33 % (в интервале 4.5–44 м).

На глубине 44 м вскрыт напорный водоносный горизонт, водовмещающие породы представлены пылеватыми супесями и песками. Уровень воды установился на глубине 27.3 м, напор над кровлей горизонта составил 16.7 м.

Гранулометрический состав керна скважины и последовательность осадконакопления в озерном палеоводоеме подробно описаны в работе [Алексеев и др., 2024]. В разрезе рыхлых отложений (до глубины 44 м) преобладают суглинки средней и плохой сортировки, которые переслаиваются преимущественно с супесями хорошей, средней и плохой сортировки, хорошо сортированными песками и редко – с глинами средней и

плохой сортировки. Такое чередующееся накопление прослоев глин, суглинков, супесей и песков различной мощности обусловлено многократным изменением режима седиментации в подпрудном озере в течение голоцена при немаловажном значении колебания уровня воды в палеоозере, которое было вызвано сезонными факторами (весенним половодьем, летними паводками) либо сейсмогенными и тектоническими факторами (землетрясения, обвалы, оползни).

Радиоуглеродный анализ образца керна из скважины (супесь голубовато-серая с растительными остатками, ИМКЭС– $^{14}\text{C}2215$) с глубины 1.5 м показал датировку (3510 ± 120) лет (калиброванный медианный возраст –1838 ВС или 3788 кал. лет ВР, где ВР – 1950 г. н.э.). Этот результат подтверждает существование открытого водоема в позднем голоцене. Согласно расчетам, средняя скорость осадконакопления в позднем голоцене в озере составила 0.4 мм/год. Предыдущими исследованиями установлено, что активное формирование почвенных горизонтов после осушения палеоозера стартовало лишь 500–200 лет назад [Васильчук и др., 2019; Alexeev et al., 2021]. В это время на осушенных участках началось промерзание, образование относительно молодой многолетней мерзлоты, активное пучение и формирование бугров пучения.

Строение мерзлых пород в бугре пучения.

Расчистка бугра пучения Se-17-1 с ледяным ядром позволила выявить особенности литологического состава отложений и строение аллювиально-озерной толщи (рис. 5). Бугор пучения высотой около 3.5–4.0 м и диаметром около 30 м расположен на надпойменной террасе высотой 11 м в уступе правого берега р. Сенца ($52^\circ 39.24'$ с.ш., $99^\circ 29.06'$ в.д., 1399 м).

Детальный литологический разрез бугра пучения и криогенное строение многолетнемерзлых пород, слагающих бугор, представлены на рис. 6. В целом бугор пучения до глубины 1.1 м сложен светло-серой супесью, ниже до уреза воды – голубовато-серым суглинком. Под кровлей мерзлоты, которая зафиксирована на глубине 1.1 м, обнаружена ледяная линза мощностью по вертикали 0.82 м с субгоризонтальной нижней границей и выпуклой верхней поверхностью. Криогенная текстура нижележащего суглинка изменяется вниз по разрезу от атакситовой (с лыдистостью более 110 %) к блоковой и крупношлировой (с лыдистостью до 40 %) до массивной на глубине 15.6 м от поверхности (с лыдистостью до 10 %).

Строение и генезис ледяных прослоев. С помощью поляроида в проходящем и поляризованном свете исследованы структурно-текстурные особенности подземного льда в бугре пучения Se-17-1. Образцы чистого льда отобраны из ледяной линзы с глубины 1.3 м. Лед состоит из мелких

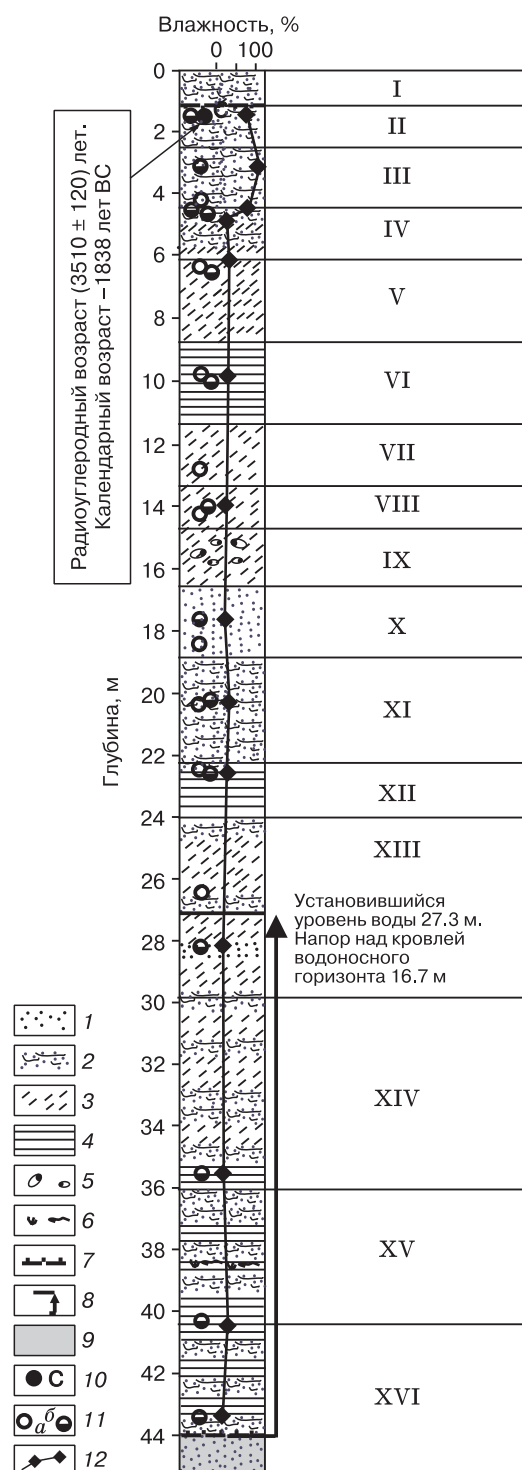


Рис. 4. Литографический состав и криогенное строение разреза скважины Se-20–скв. 5, пробуренной в долине р. Сенца.

I – супесь пылеватая, светло-коричневая, талая; II – супесь голубовато-серая, пылеватая, мерзлая, криотекстура косослоистая, толщина шлиров 0.5–0.7 до 1 см; III – супесь пылеватая, серо-коричневая, криотекстура тонкошлировая, горизонтально- и косослоистая, шлиры редкие, расстояние между ними 6–20 см; IV – супесь легкая голубовато-серая, криотекстура массивная с прослоями суглинков толщиной 1.0–1.5 см; V – суглинок тяжелый, пылеватый, голубовато-серый, криогенная текстура горизонтально- и косослоистая, толщина прослоев льда 0.5 см, встречаются гнезда льда; VI – глина пылеватая, голубовато-серая, уплотненная, криотекстура косослоистая, редкие прослои льда (угол наклона 30°) толщиной 0.5 см, расстояние между прослоями 25–30 см; VII – суглинок голубовато-серый, редкие горизонтальные прослои льда толщиной до 0.1 см через 30–40 см. Ледистость очень низкая; VIII – суглинок пылеватый, голубовато-серый, иногда с прослоями песка, криотекстура редкошлировая, толщина шлиров до 5 см, расстояние между ними 30–40 см; IX – суглинок голубовато-серый с редкими прослоями тонких ледяных шлиров, с включениями гальки (1.5 × 2.5 см). На глубине 16.5 м четкая граница с песком; X – песок голубовато-серый, криотекстура массивная. Редкие прослои льда через 30–40 см. На глубине 18.8 м размытая граница с суглинком; XI – супесь тяжелая, пылеватая, голубовато-серая с редкими прослоями тонких шлиров льда. На глубине 20.5 м прослой ледогрунта мощностью 6 см, толщина ледяных прослоев до 1.5 см, лед прозрачный с пузырьками воздуха. На глубине 22.3 м прослой чистого льда мощностью 8 см; XII – глина пылеватая, голубовато-серая; XIII – суглинок голубовато-серый с прослоями супеси толщиной 50–60 см через 60–70 см. Криотекстура суглинка и супеси массивная. Встречаются прослои льда толщиной до 1 см (иногда до 3.5–4 см) через 50–60 см. На глубине 28.2 м прослой мелко- и среднезернистого песка толщиной 10 см; XIV – супесь голубовато-серая с прослоями суглинка толщиной около 10 см, с редкими горизонтальными прослоями льда толщиной 0.1–0.4 см через 20–60 см. В интервале 30.0–31.2 м прослой суглинка, состоящий из тонких слоев темного и светлого цвета, сложно изогнутых. В интервале 35.5–36.8 м глина пылеватая; XV – супесь с прослоями глины пылеватой толщиной около 10 см через 40–50 см. Криотекстура массивная. На глубине 38.5 м тонкий прослой органики; XVI – глина пылеватая с прослоями супеси толщиной 0.1–1.0 см через 60 см. Криотекстура массивная. В интервале 40.4–43.1 м чередуются слои глины талой и супеси мерзлой. Толщина прослоев глина 60 см, прослоев супеси 40 см. На глубине около 44.0 м вскрыт водоносный горизонт. Водоносные отложения – пески голубовато-серые. Подземные воды напорные, уровень установился на глубине 27.3 м.

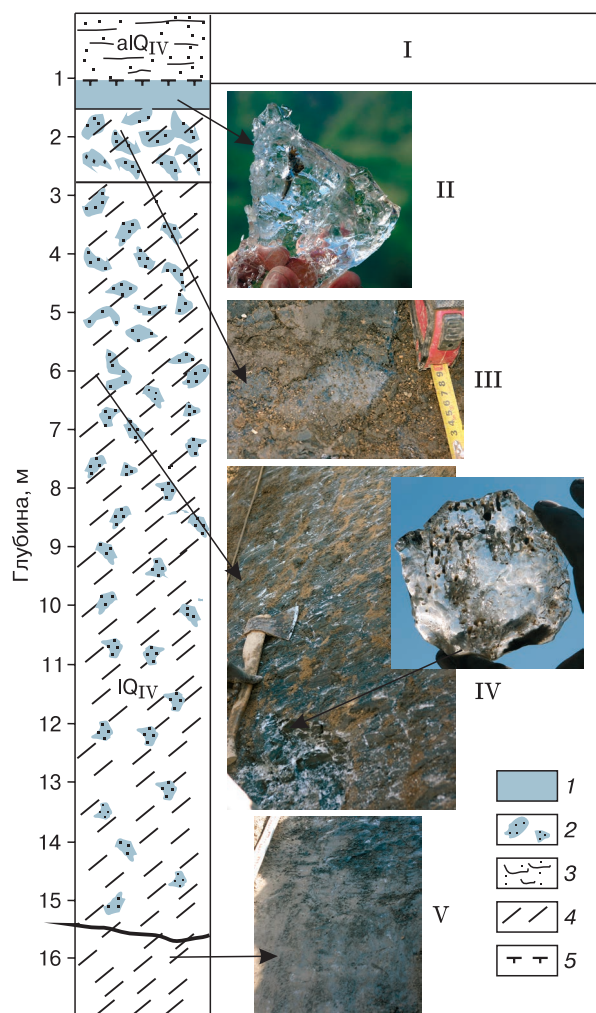
1 – песок; 2 – супесь; 3 – суглинок; 4 – глина; 5 – галька; 6 – органика (растительные остатки); 7 – кровля (бергштрихи вниз) и подошва (бергштрихи вверх) ММП; 8 – глубина вскрытия воды и установившийся уровень над кровлей водоносного горизонта; 9 – водоносный горизонт; 10 – место отбора образца на радиоуглеродный анализ; 11 – места отбора проб льда (a) и образцов горных пород на грансостав (b); 12 – кривая влажности отложений (%).

и крупных изометричных кристаллов, неравномерно насыщенных газовыми пузырьками. Крупные кристаллы (от 1.5 до 7 см) с неупорядоченной ориентировкой оптических осей (рис. 7) образова-

лись в ходе медленного промерзания свободной воды. Более мелкие кристаллы (0.01–0.5 см) и скопление пузырьков газа (круглые до 0.1–0.2 см и продолговатые до 0.5 см) свидетельствуют о не-



Рис. 5. Бугор пучения Se-17-1 на правом берегу р. Сенца (а – вскрытый разрез, б – общий вид).



равномерном промерзании: льдовыделение способствовало отжатию воздуха и скоплению пузырьков в отдельных прослоях.

Расположение гроздьев (размером до 3 см) газовых пузырьков в горизонтальном срезе отвечает однонаправленному (снизу вверх), но очень медленному замерзанию свободной воды, находящейся под гидростатическим давлением [Курчатова, Rogov, 2020], т. е. инъекции. Внедрение подземных вод в промерзающие или мерзлые рыхлые отложения приводило к формированию микроstructures ледяных линз, которая характеризует-

Рис. 6. Литологический состав и криогенное строение бугра пучения Se-17-1.

I – супесь светло-серая, талая с включениями угля (сгоревшие стволы деревьев) диаметром 10 см и стволов деревьев и веток; II – лед чистый, прозрачный, иногда молочно-белый, насыщен пузырьками газа (1–3 мм), некоторые пузырьки подвижны; III – на глубине 1.54 м – четкий и волнистый контакт с ледогрунтом. В нижележащей толще льда “плавают” блоки и прослои темно-серого суглинка размером 5–7 см. Криотекстура атакситовая. Размер ледяных ячеек 5 × 4 и 6 × 10 см. Лedyистость составляет 86–107 %; IV – с глубины 2.8 м размеры ледяных ячеек увеличиваются до 10 × 15 см, грунтовых прослоев становится больше, толщина ледяных шпиров составляет 1.0–1.5 см. Лedyистость уменьшается до 30–40 %. Криотекстура изменяется сверху вниз от блоковой к крупношпировой и линзовидно-слоистой. Лед в ячейках прозрачный, насыщен пузырьками газа, собранными в гроздья и скопления разного размера; V – с 15.6 м суглинок голубовато-серый, мерзлый. Криотекстура массивная. Контакт неровный, наклонно вогнутый.

1 – лед; 2 – ледяные ячейки; 3 – супесь; 4 – суглинок; 5 – кровля ММП.

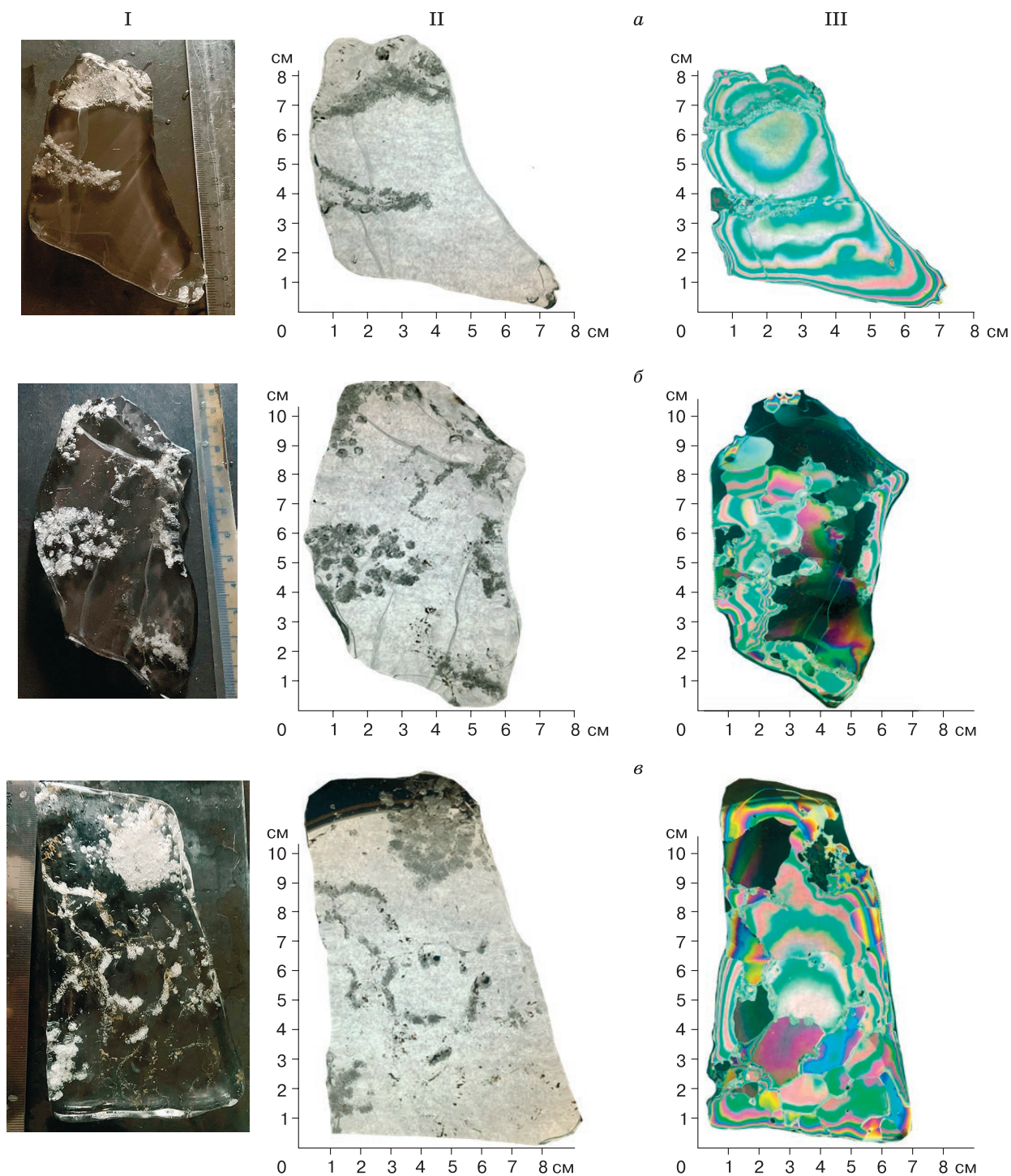


Рис. 7. Фото образцов льда (I) и шлифы, демонстрирующие структурно-текстурные особенности ледяного ядра инъекционного генезиса в бугре пучения в проходящем свете (II) и поляризованном свете (III).

Вертикальные срезы: а – фронтальный, б – поперечный, в – горизонтальный.

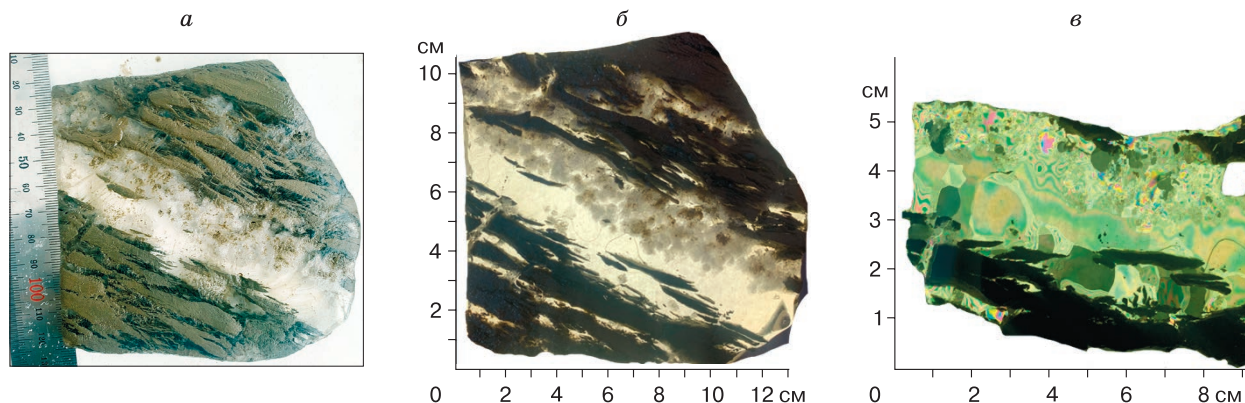


Рис. 8. Фото образца мерзлого суглинка (а) и шлифы, демонстрирующие структурно-текстурные особенности льда сегрегационного генезиса в бугре пучения (б – фронтальный срез, в – в поляризованном свете).

ся [Втюрина, Втюрин, 1970]: а) пузырьчатостью, т. е. насыщенностью льда пузырьками воздуха; б) субгоризонтальной слоистостью, подчеркнутой слоями крупных и мелких ледяных кристаллов; в) цепочками и галереями мелких кристаллов, вытянутых по вертикали; г) отсутствием твердых примесей (в идеале). Эти структурные особенности ледяной линзы прослеживаются в изученном бугре пучения, формирование которого происходило в результате промерзания водонасыщенных рыхлых отложений на надпойменной террасе с вероятным притоком воды извне (возможно, из подруслового талика). Важно подчеркнуть, что процесс инъекционного льдообразования определяется формированием и заполнением водой полости в породе под гидростатическим давлением у поверхности. Линза воды сохраняется на всем протяжении развития инъекции. Кристаллизация происходит медленно (в течение десятилетий), фронт промерзания на начальном этапе движется сверху вниз, а на заключительном может двигаться и сверху, и снизу [Соломатин, 1986].

Промерзание обусловило создание криогенного напора грунтовых вод, их внедрение в мерзлые толщи с последующим образованием линзы льда в растущем бугре пучения (с возможным захватом минеральных частиц) и формированием атакситовых полновыраженных криогенных текстур под линзой (см. рис. 6). Подобный интрузивный механизм образования ледяных линз был предложен ранее авторами настоящей статьи на основе гидрогеохимических и изотопных исследований [Алексеев, Алексеева, 2018; Vasil'chuk et al., 2016].

Признаки сегрегационного льдовыделения (определенная ориентировка и форма кристаллов льда, небольшой объем ледяного тела, слоистая криотекстура вмещающих отложений) были ус-

тановлены в мерзлых суглинках ниже в разрезе (с глубины 2.8 м). Лед в массиве образует крупношлировую, местами линзовидно-слоистую криогенную текстуру (см. рис. 6), которая прослеживается в шлифе с крупным шлиром льда толщиной до 4 см в центральной его части (рис. 8).

В верхней части ледяного шлира на контакте с суглинком находится скопление мелких кристаллов льда неправильной формы и газовых пузырьков с минеральными включениями. В поляризованном свете четко выражены слои с разными размерами ледяных кристаллов: на контакте с суглинком кристаллы имеют размеры от 0.5 до 1.5 см, ниже залегает ряд кристаллов с размерами от 0.5 до 2.5 см. Рассеянные минеральные включения зажаты между кристаллами или заключены в них. Расслоение и изгибание прослоек суглинка вызвано ростом мелких сегрегационных кристаллов, которые имеют правильную прямоугольную форму и выстроены в одну цепочку между линзами.

Ориентировка, форма и размер микрокристаллов льда в ледяных шлирах совместно с литологическими особенностями вмещающих суглинков (уплощенной формой частиц и их параллельно-слоистой текстурой) указывают на сегрегационное выделение льда на глубине 2–3 м и ниже при формировании бугра пучения. Механизм формирования сегрегационного льда обусловлен криосакцией (подтягиванием жидкости за счет отрицательного давления), миграцией незамерзшей воды, перераспределением влажности при продвижении фронта промерзания, медленной скоростью промерзания и глубиной льдообразования не более 10 м [Gurney, 2001].

Оценка реакции криолитозоны на современные изменения климата. Режимные наблюдения в скважинах. Выполненные геотермиче-

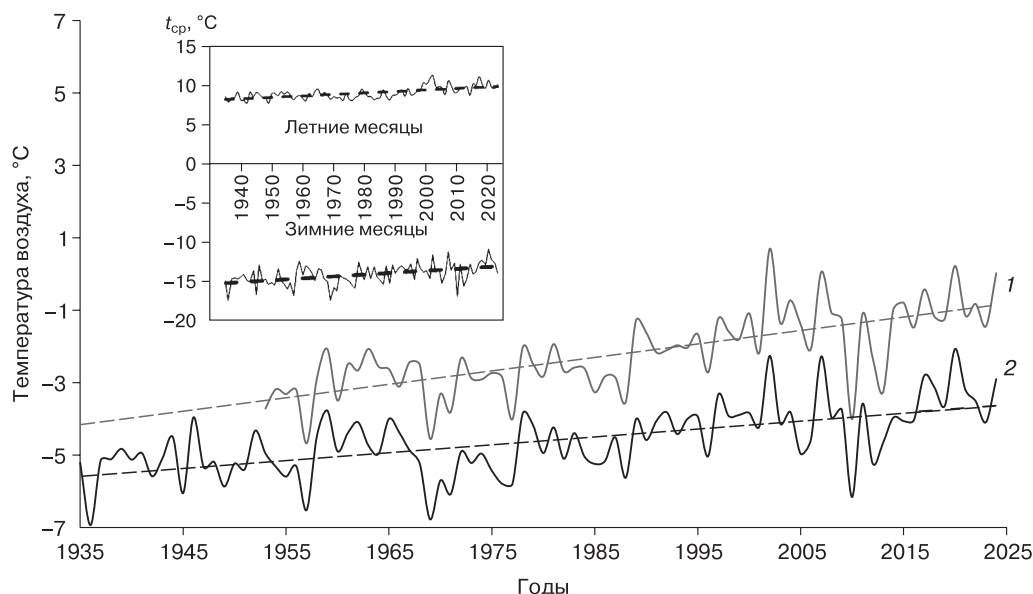


Рис. 9. Среднегодовая температура воздуха (t_{cp}) и тренды ее изменения на Окинском плоскогорье.

За период 1935–2024 гг. – по данным метеостанции Орлик (2), за 1952–2024 гг. – по данным метеостанции Кырен (1). На врезке – t_{cp} и ее тренд в “зимний” и “летний” периоды.

ские наблюдения в двух скважинах, пробуренных в 2015 г. (глубиной 13.4 м) и 2016 г. (глубиной 20.4 м), свидетельствуют о наличии высокотемпературной мерзлоты в долине р. Сенца [Alexeev *et al.*, 2021], крайне чувствительной к современным изменениям климата.

Как видно на рис. 9, начиная с 30-х годов прошлого столетия, происходит повышение среднегодовой температуры воздуха (t_{cp}) на Окинском плоскогорье, которое за период до 2024 г., по данным метеостанции Орлик (1375 м абс.), составило 1.8°C ($0.02^{\circ}\text{C}/\text{год}$, $0.26^{\circ}\text{C}/10\text{ лет}$). При этом вклад “зимнего” (октябрь–апрель) и “летнего” (май–сентябрь) периодов в рост среднегодовой температуры примерно одинаков. За последние 60 лет продолжительность теплого сезона в регионе увеличилась на 8 дней и составила 184 дня.

Для сравнения на рис. 9 приведены данные по метеостанции Кырен ($51^{\circ}41'\text{ с.ш.}$, $102^{\circ}08'\text{ в.д.}$), которая расположена в Тункинской долине в 230 км от метеостанции Орлик на абсолютной высоте 750 м. Общая тенденция повышения t_{cp} сохраняется и в долине (на 2.4°C с 1952 г.), хотя темпы ее роста немного превышают таковые в горных районах ($1.7^{\circ}\text{C}/10\text{ лет}$).

Похожие данные по росту среднегодовой температуры воздуха получены в Забайкалье – $0.33/10\text{ лет}$ [Носкова, Вахнина, 2023], на Алтае – $0.2\text{--}0.5^{\circ}\text{C}/10\text{ лет}$ [Железняк и др., 2019; Паспорт..., 2022], в Якутии – $0.25\text{--}0.38^{\circ}\text{C}/10\text{ лет}$ [Лоскин и

др., 2021; Константинов и др., 2024] и других регионах.

Режимные наблюдения в трех скважинах показали заметное различие температуры пород на глубине 1 м в зависимости от положения скважин на разных участках (рис. 10). Скважина Se-16–скв. 1 пробурена на бугре пучения, который находится вблизи небольшого старичного озера и лесного массива и подвержена их отопляющему влиянию; Se-15–скв. 2 заложена на бугре в 200–300 м от озера и русла реки. Поверхность этого бугра лишена древесной растительности и снежного покрова в результате активного ветрового переноса. Скважина Se-20–скв. 5 приурочена к понижению надпойменной террасы, где мощность снега достигает 0.3–0.4 м.

На глубине 10 м среднегодовая температура пород равна -1.1°C (Se-16–скв. 1 и Se-20–скв. 5) и -2.1°C (Se-15–скв. 2). Ниже по разрезу амплитуда ее колебаний практически нулевая, сравнима с точностью измерений. На отметке 20 м среднегодовая температура горных пород составляет -0.9°C (в Se-16–скв. 1), а на глубине 30 м равна -0.6°C (Se-20–скв. 5) при постоянстве в течение года.

В целом за девять лет наблюдений положительный тренд среднегодовой температуры пород хорошо проявлен на глубине 1 м (до $+0.7^{\circ}\text{C}$), немного слабее – на глубине 5 м, а на глубине 10 м она сохранялась постоянной (-1.1°C) в Se-16–скв. 1 и испытывала незначительные колебания в Se-15–скв. 2 (рис. 11).

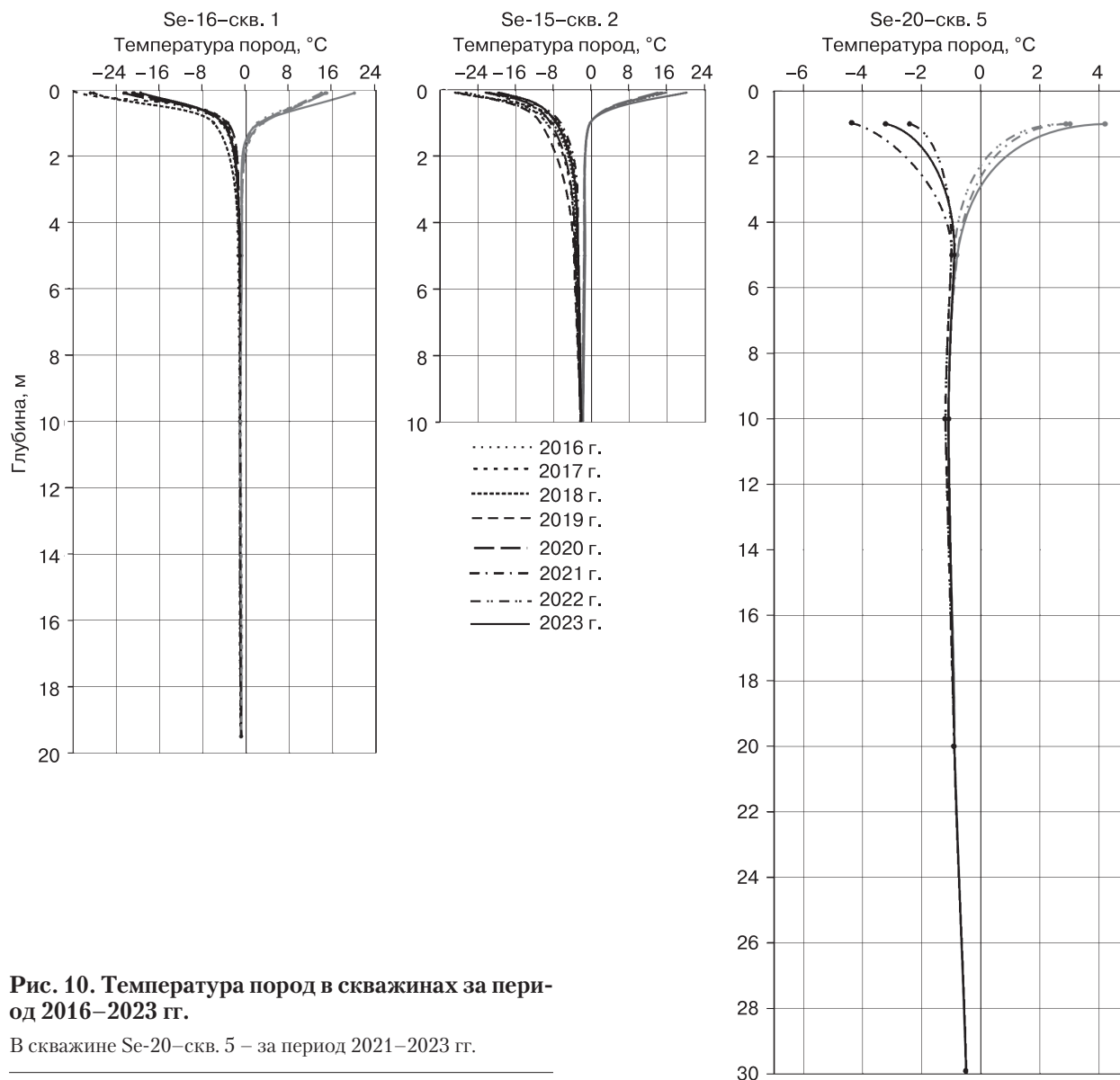


Рис. 10. Температура пород в скважинах за период 2016–2023 гг.

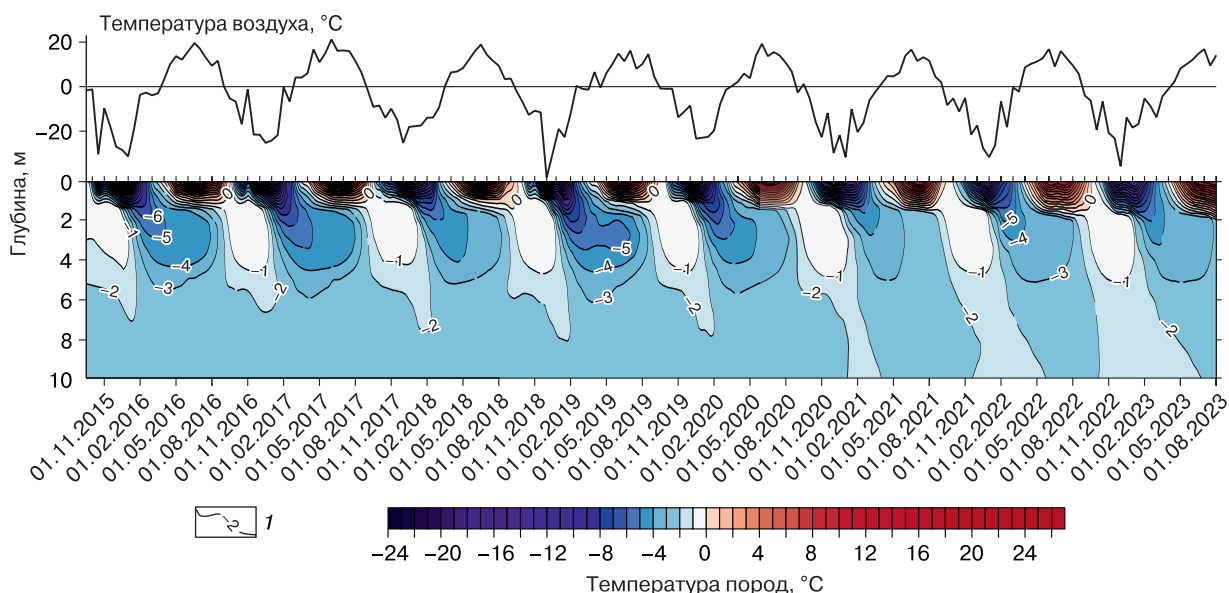
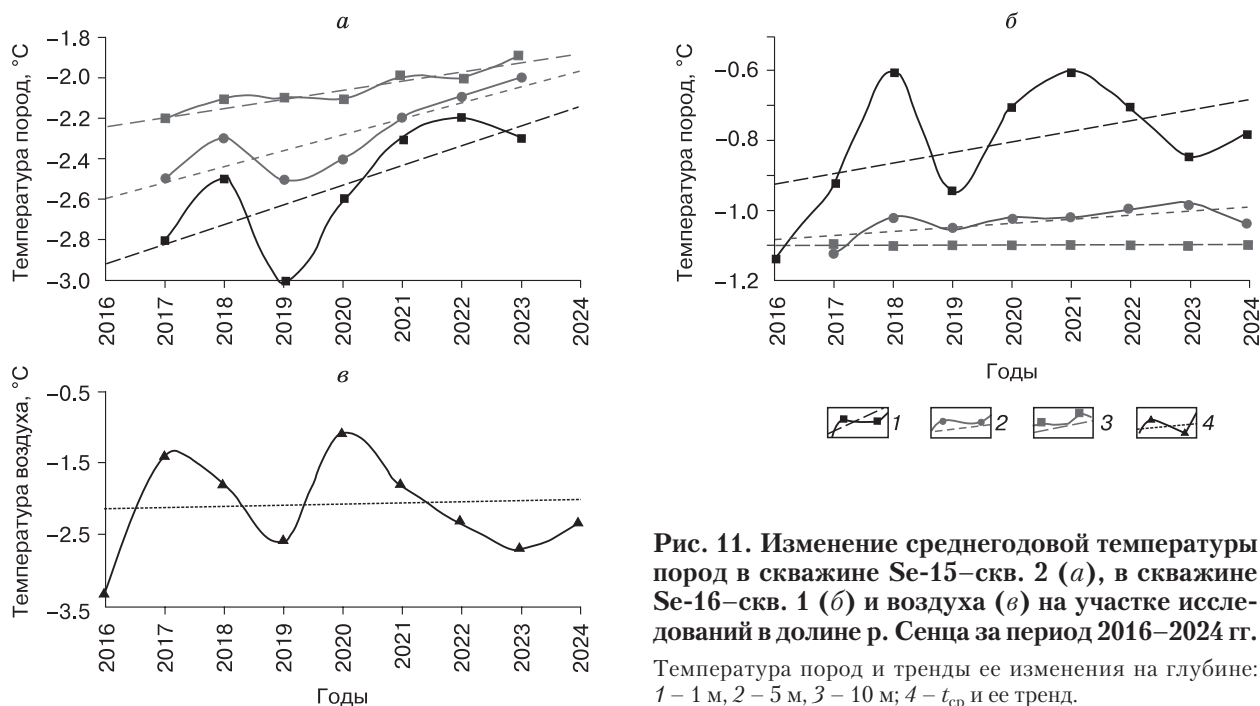
В скважине Se-20–скв. 5 – за период 2021–2023 гг.

Среднегодовая температура воздуха, которая измерялась непосредственно на участке исследований, изменялась от минимального значения -3.3°C (2016 г.) до максимального -1.1°C (2020 г.), оказывая заметное влияние главным образом на температуру пород на глубине 1 м, которое постепенно затухает вниз по разрезу.

Общая динамика теплового состояния верхних горизонтов мерзлой супесчано-суглинистой толщи в долине р. Сенца прослеживается по изменению формы и положения термоизоплет (Se-15–скв. 2, рис. 12). Конфигурация термоизоплет -2°C изменяется по форме с увеличением глубины распространения от 6.5 м (2016 г.) до более 10 м (2023 г.), а поле положительной температуры проникает с глубины 1 м (2016 г.) до 1.8 м (2023 г.).

Оттаивание мерзлых пород в долине р. Сенца начинается с середины апреля. Во второй половине сентября на участках развития туфуров мощность сезонноталого слоя достигает 1.2 м. На открытых пространствах (незалесенных вершинах бугров пучения) за восемь лет геотермических наблюдений в скважинах глубина протаивания отложений изменилась от 1.1 до 1.8 м.

Все это свидетельствует о постепенном повышении температуры рыхлых отложений в слое годовых теплооборотов, что соответствует постепенному многолетнему росту среднегодовой температуры воздуха на Окинском плоскогорье, зафиксированному на метеостанции Орлик (см. рис. 9). При дальнейшем потеплении климата возможно повышение среднегодовой температуры



горных пород, увеличение глубины сезонного протаивания и сокращение мощности многолетнемерзлых пород.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Комплексные исследования в долине р. Сенца, прорезающей Окинское плоскогорье, за последние три года позволили выявить количественные

(мощность мерзлых пород, их температуры, мощность сезонноталого слоя) и качественные (криогенная текстура осадков и структурно-текстурные особенности льда) ключевые параметры криолитозоны, а также выявить их реакцию на современное изменение климата. Установленные базовые параметры свидетельствуют о наличии высокотемпературной мерзлоты незначительной мощности.

Бурением параметрической скважины в пределах надпойменной террасы р. Сенца впервые определена мощность ММП (44 м). Разрез сложен переслаивающимися льдистыми суглинками, глинами, песками и супесями. На глубине 44 м под подошвой мерзлоты вскрыт напорный водоносный горизонт, водовмещающими породами для которого являются пески. Напор над кровлей горизонта составил 16.7 м, а уровень подземных вод установился на глубине 27.3 м. На террасе и пойме реки широко распространены туфуры и бугры пучения. Генезис подземных льдов в буграх, ранее предполагаемый как сегрегационно-инъекционный, дополнительно подтвержден исследованием структурно-текстурных особенностей ледяных линз и текстурообразующего льда вмещающих отложений.

За период мониторинга теплового состояния ММП (2016–2024 гг.) в долине р. Сенца среднегодовая температура пород на глубине 1 и 5 м колебалась от -3.0 до -0.6 °C и от -2.5 до -1.0 °C соответственно, в целом демонстрируя положительный тренд (до $+0.7$ °C) и коррелируя с изменениями среднегодовой температуры воздуха. На глубине немногим более 10 м среднегодовая температура пород сохранялась постоянной и равной -1.1 °C, маркируя нижнюю границу слоя годовых теплооборотов. Конфигурация термоизоуплет -2.0 °C в толще ММП свидетельствует о постепенном повышении температуры рыхлых отложений в слое годовых теплооборотов, что соответствует устойчивому многолетнему росту среднегодовой температуры воздуха на Окинском плоскогорье. Мощность сезонноталого слоя увеличилась с 1.1 до 1.8 м на открытых пространствах и до 1.2 м в пониженных заболоченных участках (на участках развития туфуров).

Благодарности. Авторы выражают благодарность д.г.-м.н. Е.А. Слагоде за изготовление шлифов подземных льдов, д.г.-м.н., профессору В.В. Рогову и к.г.-м.н. А.Н. Курчатовой за существенную помощь при изучении шлифов подземных льдов, к.г.-м.н. А.С. Гладкову и студентам Н. Ракше, А. Шубину, Ч. Айсуеву, Т. Гапфарову за активное участие в полевых работах. Исследования д.г.-м.н. Ю.К. Васильчука поддержаны грантом РНФ (№ 23-17-00082). Особая признательность ООО «ИНГЕО» за оперативное и качественное бурение параметрической скважины.

Авторы благодарны рецензентам за замечания, которые помогли исправить неизбежные ошибки в тексте статьи и способствовали лучшему представлению и восприятию полученных результатов.

Литература

- Алексеев С.В., Алексеева Л.П.** Геохимия льдов бугров пучения в долине р. Сенца (Окинское плоскогорье, Восточный Саян) // Лед и снег, 2018, т. 58, № 4, с. 524–536.
- Алексеев С.В., Алексеева Л.П., Васильчук Ю.К. и др.** Строение, гранулометрический и минералогический состав рыхлых отложений в долине р. Сенца (Восточный Саян) // Арктика и Антарктика, 2024, № 3, с. 1–29.
- Безрукова Е.В., Решетова С.А., Волчатова Е.В., Кузьмин М.И.** Первые реконструкции ландшафтно-климатических изменений в центральной части Окинского плато (Восточный Саян) в среднем–позднем голоцене // Докл. РАН. Науки о Земле, 2022, т. 506, № 1, с. 104–110.
- Васильчук Ю.К., Васильчук Дж.Ю., Алексеев С.В. и др.** Циклитное строение изотопной диаграммы ледоминального бугра пучения и его радиоуглеродный возраст, долина реки Сенца, Восточный Саян // Докл. РАН, 2019, т. 489, № 5, с. 506–511.
- Втюрина Е.А.** Ледообразование в горных породах / Е.А. Втюрина, Б.И. Втюрин. М., Наука, 1970, 279 с.
- Геокриологическая карта СССР** / Под ред. В.А. Кудрявцева, Э.Д. Ершова. Винница, Изд-во ГКФ, 1996, 1 л.
- Геокриология СССР.** Горные страны юга СССР / Под ред. Э.Д. Ершова. М., Недра, 1989, 360 с.
- ГОСТ 5180-2015.** Грунты. Методы лабораторного определения физических характеристик. М., Стандартинформ, 2016, 23 с.
- Железняк М.Н., Шац М.М., Сериков С.И. и др.** Многолетнемерзлые толщи Алтае-Саянской горной страны // Использование и охрана природных ресурсов в России, 2019, № 3 (159), с. 3–9.
- Иванов И.П.** Инженерная геология месторождений полезных ископаемых: Учеб. пособие. М., Недра, 1990, 302 с.
- Константинов П.Я., Федоров А.Н., Аргунов Р.Н. и др.** Изменение температуры многолетнемерзлых пород и ледникового льда в высокогорной части хребта Сунтар-Хаята за период 1957–2017 годов // Криосфера Земли, 2024, т. XXVIII, № 1, с. 3–14.
- Кропоткин П.А.** Поездка в Окинский караул // Зап. Сиб. отд-ния Рус. геогр. о-ва. Кн. 9–10. Иркутск, 1867, с. 31–76.
- Курчатова А.Н.** Методы электронной микроскопии в геокриологии / А.Н. Курчатова, В.В. Рогов. М.; Тюмень, Изд-во Моск. ун-та, ТИУ, 2020, 134 с.
- Лоскин М.И., Готовцев С.П., Павлова С.А.** Процессы, связанные с изменением климата, влияющие на устойчивость геосистем (на примере Центральной Якутии) // Природообустройство, 2021, № 1, с. 22–28.
- Научно-прикладной справочник по климату СССР.** Иркутская область и западная часть Бурятской АССР. Сер. 3. Многолетние данные. Л., Гидрометеиздат, 1991, ч. 1–6, вып. 22, 605 с.
- Носкова Е.В., Вахнина И.Л.** Анализ современных пространственно-временных изменений температуры воздуха в Забайкальском крае // Геогр. вестн., 2023, № 1 (64), с. 116–126.
- Обручев С.В.** Восточная часть Саяно-Тувинского нагорья в четвертичное время // Изв. Всесоюз. геогр. о-ва, 1953, т. 85, вып. 5, с. 532–546.
- Олюнин В.Н.** Неотектоника и оледенение Восточного Саяна. М., Наука, 1965, 127 с.
- Паспорт** климатической безопасности Республики Алтай. Правительство алтайского края, г. Горно-Алтайск, 2022, 165 с.

- Перетолчин С.П.** Ледники хребта Мунку-Сардык // Изв. Том. технол. ин-та, 1908, т. 9, № 1, 54 с.
- Рогов В.В.** Основы криогенеза: Учеб.-метод. пособие. Новосибирск, Акад. изд-во "Гео", 2009, 201 с.
- Савельев Б.А.** Руководство по изучению свойств льда. М., Изд-во Моск. ун-та, 1963, 198 с.
- Соловьева Л.Н.** Морфология криолитозоны Саяно-Байкальской области (на примере Бурятской АССР). Новосибирск, Наука, 1976, 126 с.
- Соломатин В.И.** Петрогенез подземных льдов. Новосибирск, Наука, 1986, 216 с.
- Шумский П.А.** Основы структурного ледоведения. Петрография пресного льда как метод гляциологического исследования. М., Изд-во АН СССР, 1955, 492 с.
- Alexeev S.V., Alexeeva L.P., Vasil'chuk Yu.K. et al.** Permafrost of the Oka Plateau (Eastern Sayan Ridge) // Permafrost. Periglac. Process., 2021, No. 1, p. 24.
- Arzhannikov S.G., Braucher R., Jolivet M. et al.** History of late Pleistocene glaciations in the central Sayan-Tuva Upland (Southern Siberia) // Quat. Sci. Rev., 2012, vol. 49, p. 16–32.
- Gurney S.D.** Aspects of the genesis, geomorphology and terminology of palsas: perennial cryogenic mounds // Progr. Phys. Geogr., 2001, No. 25 (2), p. 249–260.
- Nemchinov V.G., Budaev R.T., Rezanov I.N.** Pleistocene glaciations of the eastern Sayan Mountains // Antropozoikum, 1999, vol. 23, p. 11–15.
- Vasil'chuk Yu.K., Alexeev S.V., Arzhannikov S.G. et al.** Lithalsa in the Sentsa river valley, Eastern Sayan Mountains, Southern Russia // Permafrost. Periglac. Process., 2016, vol. 27, iss. 3, p. 285–296.
- Alekseev S.V., Alekseeva L.P.** Geochemistry of ice in frost mounds in the valley of the Sentsa River (Oka plateau, East Sayan). *Led i sneg* [Ice and Snow], 2018, vol. 58 (4), p. 524–536 (in Russian). – <https://doi.org/10.15356/2076-6734-2018-4-524-536>
- Alexeev S.V., Alexeeva L.P., Vasil'chuk Y.K. et al.** Structure, granulometric and mineralogical composition of loose sediments in the valley of the river. Sentsa (Eastern Sayan). *Arktika i Antarktika* [Arctic and Antarctic], 2024, No. 3, p. 1–29 (in Russian). – https://nbpublish.com/library_read_article.php?id=71536
- Bezrukova E.V., Reshetova S.A., Volchatova E.V., Kuzmin M.I.** The first reconstructions of landscape and climatic changes in the central part of the Okinskoye Plateau (Eastern Sayan) in the middle-late Holocene. *Doklady Rossiiskoi Akademii nauk. Nauki o Zemle* [Reports of the Russian Academy of Sciences. Earth Sciences], 2022, vol. 506, No. 1, p. 104–110.
- Vasil'chuk Yu.K., Vasil'chuk J.Yu., Alexeev S.V. et al.** The cyclical structure of the isotope diagram of a lithalsa and its radiocarbon age, Sentsa river valley, Eastern Sayan. *Doklady Akademii nauk* [Doklady Earth Sci.], 2019, No. 489, p. 1456–1460. – <https://doi.org/10.31857/S0869-56524895506-511>
- Vtyurina E.A., Vtyurin B.I.** Ldoobrazovanie v gornykh porodakh [Ice formation in rocks]. Moscow, Nauka, 1970 (in Russian).
- Geokriologicheskaya karta SSSR** [Geocryological map of USSR]. V.A. Kudryavtsev, E.D. Ershov (eds.). Vinnitsa, Izd-vo GKF, 1996, 1 p.
- Geokriologiya SSSR. Gornye strany uga SSSR** [Geocryology of the USSR. Mountain countries of the south of the USSR]. E.D. Ershov (ed.). Moscow, Nedra, 1989, 360 p. (in Russian).
- GOST 5180-2015.** Soils. Methods of laboratory determination of physical characteristics. Moscow, Standartinform, 2016, 23 p. (in Russian).
- Zheleznyak M.N., Shats M.M., Serikov S.I. et al.** Permafrost strata of the Altai-Sayan highland. *Ispol'zovanie i ohrana prirodnnykh resursov v Rossii* [Use and protection of natural resources in Russia], 2019, No. 3, p. 3–9 (in Russian).
- Ivanov I.P.** Inzhenernaya geologiya mestorozhdenii poleznykh iskopaemykh [Engineering geology of mineral deposits: a tutorial]. Moscow, Nedra, 1990, 302 p. (in Russian).
- Konstantinov P.Ya., Fedorov A.N., Argunov R.N. et al.** Temperature changes in permafrost and glacier ice in the high-mountain part of the Suntar-Khayata ridge for the period 1957–2017. *Earth's Cryosphere*, 2024, vol. XXVIII, No. 1, p. 3–13.
- Kropotkin P.A.** A trip to the Oka post. In: Proc. Siberian Division of Russian Geographic Society. Irkutsk, 1867, No. 9 (10), p. 1–94 (in Russian). – <https://elibr.go.ru/handle/123456789/213522>
- Kurchatova A.N., Rogov V.V.** Elektronnyi mikroskop v geokriologii [Electron microscopy in geocryology]. Moscow; Tyumen, MGU, TIU, 2020, 106 p. (in Russian).
- Loskin M.I., Gotovtsev S.P., Pavlova S.A.** Climate change processes that affect the sustainability of geosystems (in the example of Central Yakutia). *Prirodoobustroystvo* [Nature management], 2021, No. 1, p. 22–28 (in Russian). – <https://doi.org/10.26897/1997-6011-2021-1-22-28>
- Nauchno-prikladnoi spravochnik po klimatu SSSR.** Irkutskaya oblast' i zapadnaya chast' Buryatskoi ASSR [Scientific and applied reference book on the climate of the USSR. Irkutsk region and the western part of the Buryat ASSR]. Series 3. Long-term data. Leningrad, Gidrometeoizdat, 1991, parts 1–6, iss. 22, 605 p. (in Russian).
- Noskova E.V., Vakhnina I.L.** Analysis of modern spatiotemporal changes in air temperature in the Trans-Baikal Territory. *Geograficheskii vestnik* [Geographical Bulletin], 2023, No. 1 (64), p. 116–126 (in Russian).
- Obruchev S.V.** Eastern part of the Sayano-Tuva highlands in the Quaternary. *News of the All-Union Geographical Society*, 1953, No. 85 (5), p. 532–546 (in Russian). – <https://elibr.go.ru/handle/123456789/219247>
- Olyunin V.N.** Neotektonika i oledenenie Vostochnogo Sayana [Neotectonics and Glaciation of the Eastern Sayan]. Moscow, Nauka, 1965, 127 p. (in Russian).
- Passport klimaticheskoi bezopasnosti Altaiskoi Respubliki** [Climate safety passport of the Altai Republic]. Gorno-Altaysk, 2022, 165 p. (in Russian). – <https://disk.yandex.ru/i/r4M1DAC30iZNEQ>
- Peretolchin S.P.** Glaciers of the Munku-Sardyk Ridge. *Izvestiya Tomskogo politehnicheskogo instituta* [Bulletin of the Tomsk Technological Institute], 1908, vol. 9, No. 1, 54 p. (in Russian). – <http://earchive.tpu.ru/handle/11683/7385>
- Rogov V.V.** Osnovy kriogeneza [The Foundations of Cryogenesis]. Novosibirsk, Acad. izd-vo "Geo", 2009, 203 p. (in Russian).
- Solovieva L.N.** Morfologiya kriolitozony Sayano-Baikal'skoi oblasti (na primere Buryatskoi ASSR) [Morphology of the cryolithozone of the Sayano-Baikal region (on the example of the Buryat ASSR)]. Novosibirsk, Nauka, 1976, 126 p. (in Russian).
- Savel'ev B.A.** Rukovodstvo po izucheniu svoistv l'da [A guide to studying the properties of ice]. Moscow, Izd-vo MGU, 1963, 198 p. (in Russian).

Solomatin V.I. Petrogenez podzemnykh l'dov [Petrogenesis of ground ice]. Novosibirsk, Nauka, 1986, 216 p. (in Russian).

Shumsky P.A. Osnovy strukturnogo ledovedeniya. Petrografiya presnogo l'da kak metod glyatciologicheskogo issledovaniya [Fundamentals of structural ice science. Petrography of fresh ice as a method of glaciological research]. Moscow, Izd-vo AN SSSR, 1995, 492 p. (in Russian).

Alexeev S.V., Alexeeva L.P., Vasil'chuk Yu.K., Svetlakov A.A., Kulagina N.V. Permafrost of the Oka Plateau (Eastern Sayan Ridge). Permafr. Periglac. Process., 2021, No. 1, p. 24. – <https://doi.org/10.1002/ppp.2103>

Arzhannikov S.G., Braucher R., Jolivet M. et al. History of late Pleistocene glaciations in the central Sayan-Tuva Upland

(Southern Siberia). Quat. Sci. Rev., 2012, vol. 49, p. 16–32. – <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2012.06.005>

Gurney S.D. Aspects of the genesis, geomorphology and terminology of palsas: perennial cryogenic mounds. Progr. Phys. Geogr., 2001, No. 25 (2), p. 249–260. – <https://doi.org/10.1177/030913330102500205>

Nemchinov V.G., Budaev R.T., Rezanov I.N. Pleistocene glaciations of the eastern Sayan Mountains. Antropozoikum, 1999, vol. 23, p. 11–15.

Vasil'chuk Yu.K., Alexeev S.V., Arzhannikov S.G. et al. Lithals in the Sentsa river valley, Eastern Sayan Mountains, Southern Russia. Permafr. Periglac. Process., 2016, vol. 27, iss. 3, p. 285–296. – <https://doi.org/10.1002/ppp.1876>

*Поступила в редакцию 13 декабря 2024 г.,
после доработки – 25 марта 2025 г.,
принята к публикации 8 июня 2025 г.*

ПОВЕРХНОСТНЫЕ И ПОДЗЕМНЫЕ ВОДЫ СУШИ

УДК 556.3:551.791(571.56+571.65)

DOI: 10.15372/KZ20250403

EDN: HSNNOJ

НЕОДНОРОДНОСТИ СТОКА МАЛЫХ ГОРНЫХ ВОДОТОКОВ БАСЕЙНА
ВЕРХНЕЙ КОЛЫМЫ В НАЧАЛЕ ЗИМНЕЙ МЕЖЕНИ¹

В.Е. Готов

*Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт им. Н.А. Шило ДВО РАН,
685000, Магадан, ул. Портовая, 16, Россия**E-mail: geocol@neisri.ru*

Изложены результаты изучения закономерностей и причин неоднородностей прекращения стока в октябре – первой половине ноября в верховьях горных рек Верхней Колымы. Выявлены неоднородности трех уровней. Первый уровень связан с разнообразием геологических структур – террейнов на площади исследования. Наибольшие значения показатели стока (годовой слой, модули стока в сентябре и первом зимнем месяце – октябре) имеют на площади Вилигинского террейна, в литодинамическом комплексе которого преобладают туфогенные породы. Наименьшие значения отмечены на площади Иньяли-Дебинского террейна, где преобладают глинистые и кремнистые сланцы. Второй уровень неоднородностей выражен в длительности стока после начала зимней межени, которая меняется от нескольких до 45 дней. Это определяется различием в питании водотоков подземными водами, которое зависит от их естественных запасов и пополнения за счет таяния льда в подошве слоя нулевой завесы, формирующегося при промерзании сезонно-водоносного горизонта. Следовательно, неоднородность данного уровня является показателем водообильности прирусловых сезонно-водоносных отложений и льдистости их основания. Третий уровень неоднородностей отражает наличие или отсутствие водопоглощающего талика выше гидрометрического створа, о чем можно судить по форме гидрографа стока.

Ключевые слова: криолитозона, Верхняя Колыма, малые горные водотоки, террейны, неоднородности стока, слой нулевой завесы, зимняя межень, водопоглощающие талики.

Ссылка для цитирования: Готов В.Е. Неоднородности стока малых горных водотоков бассейна Верхней Колымы в начале зимней межени // Криосфера Земли, 2025, т. XXIX, № 4, с. 37–49. DOI: 10.15372/KZ20250403. EDN: HSNNOJ.

HETEROGENEITY OF RUNOFF OF SMALL MOUNTAIN STREAMS
OF THE UPPER KOLYMA BASIN AT THE BEGINNING OF WINTER LOW WATER

V.E. Glotov

*Shilo Northeastern Integrated Research Institute, Far Eastern Branch of the Russian Academy of Sciences,
Portovaya St. 16, Magadan, 685000 Russia**E-mail: geocol@neisri.ru*

The article presents the results of a study of the patterns and causes of heterogeneity in the cessation of runoff in October and the first half of November in the upper reaches of the mountain rivers of the Upper Kolyma. Three levels of heterogeneity were identified. The first level is associated with the diversity of geological terranes in the study area. The highest runoff values (annual layer, runoff modules in September and in the first winter month of October) are found in the area of the Viliginsky terrane which lithodynamic complex is dominated by tuffaceous rocks. The lowest values are observed in the Inyali-Debinsky terrain, where clayey and siliceous shales prevail. The second level of heterogeneity is expressed in the duration of runoff after the onset of the winter low water period, which varies from several days to 45 days. This is determined by the recharge of groundwater due to the melting of ice at the base of the seasonally thawed layer (STL). Consequently, the heterogeneity of this level is an indicator of water saturation of seasonally aquiferous sediments near the riverbed and of the ice content of the base of the seasonal aquifer. The third level of heterogeneity reflects the presence or absence of a water-absorbing talik above the hydrometric alignment.

Keywords: permafrost zone, Upper Kolyma, small mountain streams, terrains, runoff heterogeneity, zero curtain layer, winter low water period, water-absorbing taliks.

¹ В виде исключения статья публикуется с авторским толкованием некоторых терминов, несмотря на то что редколлегия журнала его не поддерживает.

ВВЕДЕНИЕ

Верхнеколымскими малыми водотоками автор считает водотоки в узких долинах с крутыми склонами, уклоном русла более 1 %, скоростью течения более 1 м/с. Такие водотоки, чаще всего относящиеся к притокам первого–третьего порядков, являются истоками рек в составе бассейна р. Колымы по замыкающему створу “устье р. Буянда” с общей водосборной площадью около 130 тыс. км². Промышленное освоение этой территории началось в 30-е годы прошлого столетия, после открытия крупных месторождений россыпного золота. Обеспечение промышленных предприятий и населения пресной водой потребовало изучения гидрологических характеристик рек разных порядков. Научное обобщение накопленных данных отражено в ряде монографий [Левин, 1954; Ресурсы..., 1969; Многолетние данные..., 1985]. Эти и другие работы в основном касаются особенностей стока рек Северо-Востока России в теплое время года, когда температура воздуха устойчиво превышает 0 °С, а атмосферные осадки выпадают в виде дождей. В этот период, в мае–августе, таяние снега и льда разного генезиса, выпадение дождей, приток подземных вод сезонноталого слоя (СТС) и таликов обеспечивают до 89 % общего годового стока поверхностных и подземных вод, около 9 % приходится на сентябрь. Только около 2 % объема годового стока составляют подземные воды в октябре–апреле [Ресурсы..., 1969]. С учетом этого большую часть работ (добыча золота, ловля рыбы, строительство и др.) выполняют во время наибольшего водного стока.

В последние десятилетия отчетливо проявилась тенденция на круглогодичную деятельность по отработке рудных месторождений, которые залегают не только в днищах речных долин, но и на приводораздельных пространствах. Поэтому в XXI столетии возрос интерес к изучению процессов формирования стока в зимнюю межень, в том числе в истоках горных рек. Были выявлены закономерности изменения (неоднородности) зимнего стока в крупных реках [Аржакова, 2001; Глотов и др., 2020]. Новые закономерности формирования режима стока в холодное время года получены и при изучении промерзающих малых и средних водотоков, сток в которых прекращается во второй половине ноября–апреле [Глотов, Глотова, 2008; Глотов и др., 2011, 2017]. Логично считать, что режим пересыхающих водотоков, в которых сток прекращается в октябре – первой половине ноября, повсеместно контролируется водоносностью СТС, подземные воды которого питают истоки рек. Как правило, эти водотоки имеют V-образную или троговую форму долины с маломощными (до 4–5 м) рыхлыми отложениями четвертичного возраста у подножий склонов и в

руслах, а надмерзлотные подрусловые талики отсутствуют, поэтому указанная связь очевидна. При обобщении материалов замечено, что длительность стока в них от начала зимней межени весьма различается, т. е. существуют неоднородности, мало связанные с площадью водосбора. Здесь действуют иные причины, которые могут иметь значимые гидрогеологические последствия.

Цель настоящего исследования – выявить закономерности проявлений неоднородностей стока в начале зимней межени в пересыхающих горных водотоках, установить их причины. Объект исследования – основные факторы формирования поверхностного и подземного стока в период конца теплого – начала холодного (зимнего) периодов на водосборной площади бассейна верхнего течения р. Колымы (Верхней Колымы). Предмет исследования – сток малых горных водотоков в начале зимней межени.

Научная и практическая актуальность исследования определяется ее соответствием Программе фундаментальных научных исследований по направлениям 1.10.7; 1.5.11.2; 1.5.10.1 [Программа..., 2020] и стратегии развития ресурсной базы питьевых подземных вод [Боревский, Язвин, 2003].

МЕТОДЫ И МАТЕРИАЛЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Основной использовавшийся метод – системный анализ для установления связей между потоком подземных вод в речных долинах и геологическим основанием этих долин, а также с прерывистостью толщи многолетнемерзлых пород (ТММП), характеристиками слоя сезонного оттаивания и климатическими показателями.

Для решения задач гидрологического характера использован апробированный метод построения и анализа гидрографов стока. При сравнительных характеристиках гидрографов стока малых водотоков учитывались периоды, где показатели наиболее приближены к среднегодовым, по створам, по которым наблюдения проводились не менее 10 лет. Материалы для исследования взяты из работ [Ресурсы..., 1969; Многолетние данные..., 1985; Ежегодные данные..., 2004] и рукописных отчетов, хранящихся в геологических фондах, ссылки на которые приводятся в библиографическом справочнике [Глотов, Глотова, 2004], где приведены все авторы, полное название отчета, аннотированные сведения о его содержании и место хранения. По этим указателям можно запросить и получить рукопись для ознакомления с результатами полевых работ.

ХАРАКТЕРИСТИКА ОБЪЕКТА ИССЛЕДОВАНИЯ

Основными факторами, определяющими сток реки, в том числе в начале зимней межени, явля-

ются климат, рельеф, многолетнемерзлая толща пород, геологическое строение.

Климат обусловлен нахождением региона в центре северо-восточного окончания Евразийского континента севернее 60° с.ш. Для него характерны низкие среднегодовые температуры воздуха (ниже 8.5 °С), длительный холодный период, в течение которого среднесуточные температуры ниже 0 °С (с октября по первую декаду мая), снежный покров со средней толщиной 0.4–0.6 м. Годовые суммы осадков находятся в пределах 300–450 мм, из них более 60 % выпадают в виде дождей. Количество осадков и температура воздуха меняются по площади территории и высоте рельефа. В целом по мере увеличения высоты повышается среднегодовая температура воздуха в низкогорье, растет количество осадков. Однако для конкретных участков, по данным многолетних наблюдений, проявляются местные особенности формирования климата. Это отчетливо прослеживается по результатам наблюдений на площади Колымской водно-балансовой станции (КВБС) в бассейне р. Кулу и пос. Омсукчан (табл. 1). Приведенные данные подтверждают сказанное, хотя осадки в целом за сентябрь практически одинаковы на обширной территории. Близки и среднемесячные многолетние температуры атмосферы за октябрь.

Согласно климатическим показателям в октябре–ноябре, сроки окончания теплого периода года и начало зимней межени связаны с абсолютной высотой водосбора реки. Градиент среднегодовой температуры составляет 0.3 °С/100 м. О происходящих климатических изменениях в бассейне можно судить по данным, приведенным в официальных документах [*Прикладной... справочник...*, 1960; *Научно-прикладной справочник...*, 2021]. В последнем издании на площади бассейна Верхней Колымы содержатся сведения о климате

только по двум пунктам – г. Сусуман и пос. Среднекан. Выяснено, что в г. Сусуман рост среднегодовой температуры воздуха произошел на 0.9 °С (от –13.7 °С за период 1937–1956 гг. до –12.5 °С за 1966–2021 гг.). В пос. Среднекан стало теплее на 1.4 °С: от –11.9 °С за период 1933–1956 гг. до –10.6 °С за 1977–2021 гг. Увеличение среднегодовых осадков в указанные промежутки времени, соответственно, на 30 мм в г. Сусуман и 50 мм в пос. Среднекан. Средняя дата наступления холодного периода года в г. Сусуман стала 23 сентября, а до 1959 г. была 21 сентября. В пос. Среднекан эта дата сдвинулась с 27 на 29 сентября. Произошедшие изменения способствуют увеличению глубины сезонного оттаивания, увеличению среднегодового речного стока, но влияния на режим формирования стока в малых горных водотоках в начале зимней межени не оказывают. Эти климатические показатели получены в речных долинах, а предмет настоящего исследования расположен в приводораздельных районах, поэтому автор использует сведения из изданий за 1960 и 1985 гг., в которых предлагается материал более обширный, чем в аналогичных трудах после 1990-х годов.

Криолитозона на изучаемой площади носит сплошной характер. Мощность ее под водоразделами – до 400 м, в речных долинах – до 120–160 м [*Гидрогеология СССР...*, 1972]. Под руслами рек и непромерзающими озерами при наличии водопроницаемых пород существуют сквозные талики. Надмерзлотные талики прослеживаются под руслами водотоков и частично захватывают поймы. Для их устойчивого существования важным условием является не только порядок водотока, но и мощность водопроницаемых пород, которая должна превышать мощность слоя сезонного промерзания (максимальное значение последней 5 м) [*Шепелев, 2011*]. При меньших мощностях приповерхностных отложений образуется сезонноталый

Таблица 1. Климатические показатели метеостанций на разных высотных отметках [*Прикладной... справочник...*, 1960; *Научно-прикладной справочник...*, 2021]

Метеостанция	Сев. широта	Абс. отметка, м	Период наблюдений	Климатические показатели						
				Осадки, мм		Даты перехода температур ниже предела			Температура воздуха, °С	
				Среднегодовые	Средне-много-летние в сентябре	0 °С	–5 °С	–10 °С	Средне-годовая	Средне-много-летняя в октябре
КВБС, Стоковая Верхняя	61°52'	1220	1948–1957	340	37	15/IX	28/IX	20/X	–11.4	–9.3
КВБС, Стоковая Нижняя	61°52'	838	1948–1957	324	38	18/IX	3/X	15/X	–12.7	–10.4
Омсукчан, Сопка	62°34'	803	1945–1956	319	38	24/IX	6/X	17/X	–10.5	–9.7
Омсукчан, поселок	62°34'	542	1941–1956	293	31	29/IX	8/X	16/X	–11.5	–10.1

Примечание. КВБС – Колымская водно-балансовая станция в бассейне р. Кулу.

слой. Замечена связь СТС с составом пород в зоне гипергенеза на водоразделах и склонах. Как правило, магматические (вулканогенные и интрузивные) и карбонатные породы в зоне гипергенеза представлены крупными обломками, глыбами с дресвяным заполнителем, для которых характерна максимальная мощность СТС. На терригенных толщах осадочных пород в зоне выветривания образовались щебнисто-дресвяные отложения с песчаным, супесчаным или суглинистым заполнителем. Мощность СТС здесь от 1.2 до 1.7 м. На заболоченных участках мощность СТС не более 0.5–0.7 м. Льдистость мерзлых пород вблизи подошвы СТС соответствует их открытой пористости и изменяется от 25 до 45 %, в трещиноватых породах в зонах тектонических разломов она возрастает до 75 % [Синицкая и др., 1977]. Встречаются жилы льда мощностью до 3 м. Одну из них исследователи В.Е. Гловтов, В.И. Кузнецов [Гловтов, Гловтова, 2004] наблюдали в августе 1962 г. в верховье руч. Бурхала у подножия левобережного склона в поисково-разведочной канаве. Прослеженная длина жилы около 4 м, ее поверхность залегала в трещиноватых гранитах на глубине 1 м. При сезонном оттаивании до 1.5 м исследователи допускали, что верхняя часть жилы высотой примерно 0.5 м ежегодно оттаивает, затем при таянии снега восполняет свой объем.

Рельеф верхнеколымской водосборной площади преимущественно низкогорный. По А.П. Васьяковскому [Геология СССР..., 1970], здесь выделяются Верхнеколымское и Среднеканское низкогорья, обрамленные средне- и высокогорными хребтами системы Черского, Омсукчанским, Сарычева. Средне- и высокогорные хребты резко расчленены, присутствуют многочисленные следы ледниковой деятельности – кары, ледниковые цирки, торговые долины. Такие же следы развиты и в районах расчлененных низкогорий. По долинам рек и в межгорных впадинах развиты ледниковые и флювиогляциальные формы рельефа.

Геолого-структурный фактор влияет практически на все основные природные характеристики. Особенность его в том, что рассматриваемая территория сформировалась на террейнах юго-восточного окончания Яно-Колымского орогенного пояса (ЯКОП) и Вилигинском террейне Охотско-Корякского орогенного пояса (ОКОП). На эти пояса наложены меловые вулканогенные покровы, прорванные интрузиями гранодиоритов и гранитов Охотско-Чукотского вулканоплутонического пояса (ОЧВП) [Ханчук и др., 2006] (рис. 1).

Как известно, террейны – крупные блоки земной коры, ограниченные разломами, различающиеся своей геологической историей и литодинамическим комплексом пород, участвующих в их строении [Ханчук и др., 2006]. По этим показате-

лям на юго-востоке ЯКОП выделяют: *Приколымский* и *Омулевский* террейны пассивной континентальной окраины, литодинамические комплексы которых отличаются наличием мощных толщ карбонатных пород палеозойского возраста; *Куларо-Нерский* и *Сугойский* террейны пассивной континентальной окраины, литодинамический комплекс которых позднепалеозойско-мезозойского возраста представлен терригенными породами (переслаивающиеся глинистые сланцы, алевролиты, песчаники, реже известняки или песчаники с карбонатным цементом), накопившимися на шельфе и его склонах; *Иньяли-Дебинский* террейн, который расположен между Куларо-Нерским и Омулевым и выделен В.И. Шпикерманом как микроокеанический [Государственная... карта..., 2016]. Здесь литодинамический комплекс с преобладанием глинистых и кремнисто-глинистых сланцев сформировался в глубоководном морском бассейне. Эти толщи надвинуты на Куларо-Нерский террейн. В свою очередь, породы Омулевского террейна надвинуты на Иньяли-Дебинский. Вилигинский террейн задугового бассейна отличается обилием в составе литодинамического комплекса туфогенного материала, есть следы вулканических излияний.

Аккреционные процессы (тектоническое приращение террейнов) сопровождались тектоническим дроблением пород, излиянием магмы и формированием массивов и даек магматических пород. Вулканиты мелового возраста образуют сплошные покровы ОЧВП на южной и юго-восточной окраинах верхнеколымского водосбора.

В постаккреционное меловое и кайнозойское время на террейнах вдоль разломов образовывались впадины, выполненные осадочными угленосными образованиями мощностью до 3000–3500 м (Омсукчанская, Сеймчано-Буондинская, Аркагалинская и др.).

Аккреция террейнов и их постаккреционное развитие сопровождались складчатостью осадочных пород, их метаморфизмом, разломами разных порядков, надвигами. Эти нарушения вызывали образование зон трещиноватых пород, при надвигах – плаstopодобных. По окраинам гранитных массивов контактово-метаморфизованные породы (роговики) образовывали локальные кольцевидные зоны трещиноватости.

Разнонаправленные субвертикальные движения блоков, сопровождаемые обновлением зон трещиноватости, продолжаются и в настоящее время. К этим зонам приурочены долины всех горных водотоков [Шило, 1961].

Отмеченные особенности климата, рельефа, криолитозоны и геологической истории отразились в неоднородностях формирования стока малых горных рек в начале зимней межени.

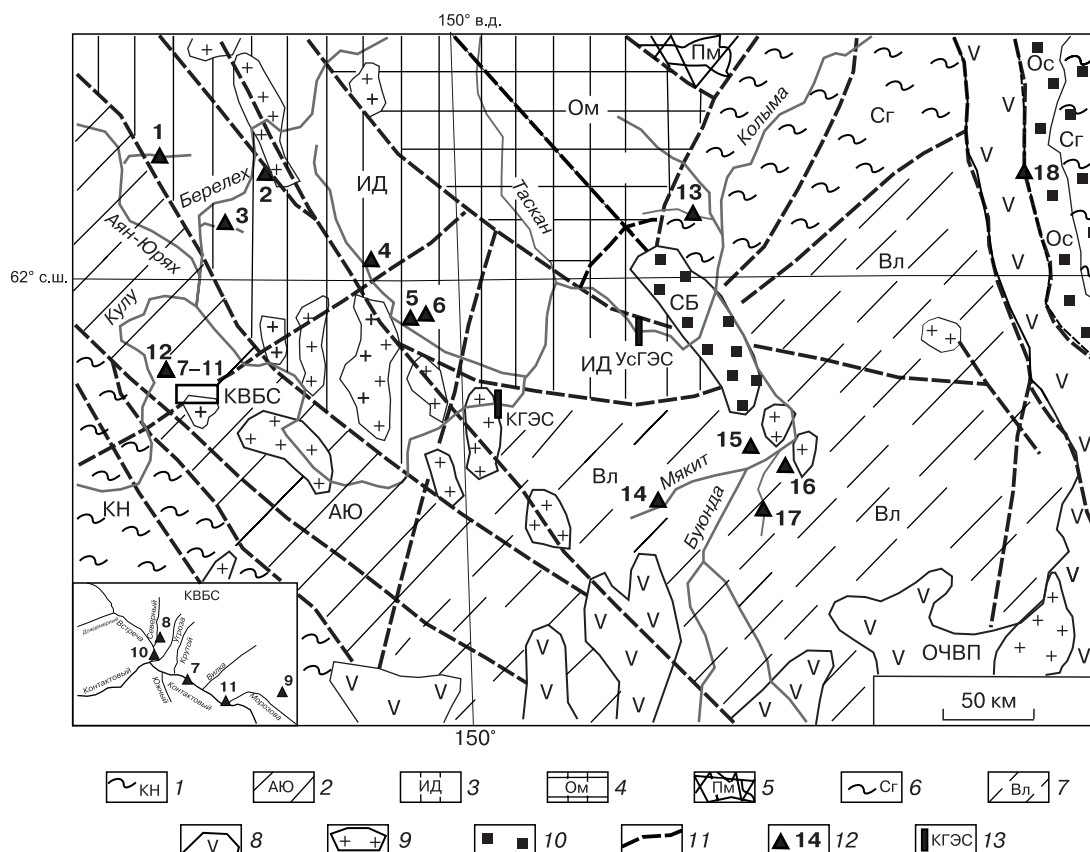


Рис. 1. Геолого-структурная схема водосбора Верхней Колымы [Геология СССР..., 1970; Ханчук и др., 2006; Государственная ... карта..., 2016]:

1–7 – террейны: 1 – Куларо-Нерский (КН), 2 – Аян-Юряхский антиклинорий (АЮ), спорной природы, 3 – Иньяли-Дебинский (ИД), 4 – Омудевский (Ом), 5 – Приколымский (Пм), 6 – Сугойский (Сг), 7 – Вилигинский (Вл); 8 – вулканогенные покровы Охотско-Чукотского вулканогенного пояса; 9 – наиболее крупные интрузивные массивы; 10 – постагрегационные впадины: Сеймчано-Буюндинская (СБ), Омсукчанская (Ос); 11 – дизъюнктивные нарушения (разломы, надвиги, сбросы); 12 – гидрологические посты (номера см. в табл. 2–4); 13 – гидроэлектростанции: Колымская (КГЭС), Усть-Среднеканская (УсГЭС). ОЧВП – Охотско-Чукотский вулканогенный пояс. На врезке: Колымская водно-балансовая станция (КВБС) – посты в бассейне руч. Контактный (данные см. в табл. 2).

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Общепринятой классификации горных водотоков по особенностям режима стока в разные сезоны года нет. По замечанию известного климатолога Н.К. Клюкина, в определенной мере условно выделяются весна, лето, осень, зима [Прикладной... справочник..., 1960]. Эти сезоны с учетом условий питания речного стока А.Г. Левин рассматривал так: весна (май) – питание рек в основном за счет таяния снега; лето (июнь–август) – питание рек за счет таяния снежников, ледников, наледей, гольцового льда, стока озер, инфильтрации выпадающих дождей, конденсации паров атмосферы, подземных вод таликов речных долин, СТС и подмерзлотных вод; осень (сентябрь) – за счет выпадающих дождей, подземных вод СТС, таликов, подмерзлотных вод и озер; зима (октябрь–ап-

рель) – за счет подземных вод (надмерзлотных и подмерзлотных), озер [Левин, 1954]. Первая четверть зимней межени – это период с 1 октября по 15 ноября. Водотоки, сток в которых прекращается в это время, обычно 1–3-го порядков, в отдельных случаях 4–5-го. На изучаемой территории их водосборная площадь меняется в пределах от десятых долей до 166 км². В табл. 2–4 приведены данные о таких водотоках по результатам многолетних наблюдений с учетом геодинимических особенностей дренируемых террейнов.

Надо заметить, что на площади Иньяли-Дебинского террейна малые (1–2-го порядков) водотоки с водосбором менее 10 км² в основном пересыхают в конце летней межени. Только в единичных случаях, примером которых является руч. Неожиданный, сток прекращается в зимнее время.

Таблица 2. Данные о стоке пересыхающих водотоков на площади Иньяли-Дебинского террейна [Многолетние данные..., 1985]

№ п/п	Водоток (ручьи, пост)	Водо-сбор, км ²	Абс. отметка, м	Номер по схеме	Геолого-геоморфологические характеристики	Годовой слой стока, мм	Модуль стока, л/(с·км ²)		Дата окончания стока (сред.)
							сент.	окт.	
1	Неожиданный (бассейн р. Дебин), устье	5.83	580	6	Сланцы (J), переслаивающиеся с песчаниками, алевролитами. Долина троговая, редколесье	195	2.74	0.86	18/X
2	Нижний Трубный (бассейн р. Дебин), устье	21.5	640	4	То же	205	7.1	0.11	16/X
3	Ягодный (бассейн р. Дебин), 2 км выше устья	100	504	5	То же	228	8.0	0.5	27/X
4	Талок, устье (бассейн р. Берелех, нижнее течение)	65.2	649	3	То же. Прорваны дайками	131	6.3	0.7	20/X
5	Амбардах, устье (бассейн р. Берелех)	135	693.7	2	То же. В нижнем течении – гранитные интрузии	261	8.9	0.7	25/X
6	Долгий, пос. Каменистый (бассейн р. Аян-Юрях)	166	720	1	Сланцы (T), переслаивающиеся с песчаниками, алевролитами; пересечены дайками. Редколесье, гольцы	191	4.1	0.3	23/X

Таблица 3. Данные о стоке пересыхающих водотоков на площади Аян-Юряхского антиклинория [Многолетние данные..., 1985; Суцанский и др., 2002]

№ п/п	Водоток – ручьи, пост КВБС (бассейн реки)	Водо-сбор, км ²	Абс. отметка, м	Номер по схеме	Геолого-геоморфологические характеристики	Годовой слой стока, мм	Модуль стока, л/(с·км ²)		Дата конца стока (сред.)
							сент.	окт.	
1	Южный, устье (приток руч. Контактный, бассейн р. Кулу)	0.27	985	7	Склон южной экспозиции низкогогорного водораздела (сланцы P ₂ , туффиты, алевролиты)	195	6.0	0.1	15/X
2	Северный, Лоток (приток руч. Встреча, бассейн р. Кулу)	0.38	870	8	Склон низкогогорья северной экспозиции (щебень и дресва сланцев, туффитов P ₂)	222	5.54	0.4	20/X
3	Морозова, Водопад-ный (исток руч. Контактный, бассейн р. Кулу)	0.63	1100	9	Массивный водораздел (граниты, гранодиориты Нечинского батолита). Каменистая пустыня. Элювий – глыбы, щебень, валуны с песком и дресвой	451	5.94	0	23/IX
4	Встреча, устье руч. Северный (приток руч. Контактный, бассейн р. Кулу)	5.30	830	10	Правобережье – среднегогорье с массивным водоразделом. Левобережье – низкогогорье в поле развития отложений P ₂ . На склоне – щебень, дресва сланцев, туффитов	220	7.7	0.4	20/X
5	Контактный Верхний (бассейн р. Кулу)	5.53	800	11	Среднегорье с массивными плоскими водоразделами, гранитоиды Нечинского батолита	320	10.1	0	5/X
6	Кривуля, устье (приток р. Кулу)	8.20	740	12	Низкогогорье с расчлененным водоразделом, сложенное пермскими туфогенными породами и меловым вулканическим покровом	143	5.1	0.2	11/X

Таблица 4. Данные о стоке пересыхающих в начале зимней межени водотоков на площадях террейнов ЯКОП, ОКОП и ОЧВП [Ресурсы..., 1969; Многолетние данные..., 1985]

№ п/п	Водоток – ручьи, пост (бассейн реки)	Водо- сбор, км ²	Абс. отметка, м	Номер по схеме	Геолого-геоморфологи- ческие характеристики	Годовой слой стока, мм	Модуль стока, л/(с·км ²)		Дата конца стока
							сент.	окт.	
Сугойский террейн (ЯКОП)									
1	Листвяжный, 1.3 км выше устья (приток р. Сеймчан, бассейн р. Колыма)	15.6	450	13	Сглаженное низкогорье, терригенные толщи триасового и юрского возраста	243	8.9	0.1	22/X
Вилигинский террейн (ОКОП)									
2	Гряда, пос. Буркот (приток р. Буюнда)	8.52	690	15	Сглаженное низкогорье, V-образная долина. Песча- ники, алевролиты, аргилли- ты (Т), туфогенные пласты, лавы базальтов, андезитов	167	9.2	0.6	20/X
3	Таборный, устье (приток р. Мякит, бассейн р. Буюнда)	10	840	14	То же	366	12.2	2.26	21/X
4	Тангон, устье (приток р. Буюнда)	11.1	650	16	Среднегорье, массивная V-образная долина. Гранитный батолит К ₂	264	11.7	1.08	15/X
5	Буркот, устье (приток р. Буюнда)	183	820	17	Сглаженное низкогорье. Песчаники, алевролиты, аргиллиты (Т), туфы и лавы базальтов, андезитов (К ₂), гранитоиды батолита (К ₁)	286	17.1	0.93	21/X
Дукатский вулcano-интрузивный купол (ОЧВП)									
6	Левая Брекчия, пос. Дукат (приток р. Чапчик, бассейн р. Сугой)	6.12	980	18	Сглаженное низкогорье, V-образная долина. Ингимбриты, риолиты (К)	371	11.4	Нет	22/IX

Наиболее длительные гидрометрические наблюдения проводились на площади КВБС. В геологическом отношении она находится в пределах Аян-Юряхского антиклинория, в бассейне стока р. Кулу. Геодинамическая привязка спорная. Некоторые геологи считают его частью Куларо-Нерского террейна [Ханчук и др., 2006], другие – блоком Вилигинского, надвинутого на Куларо-Нерский [Государственная... карта..., 2016]. По этой причине привязка антиклинория к террейну не уточняется. В табл. 3 приведены данные о начале зимней межени и по пересыхающим водотокам на площади этой геологической структуры.

Другие изученные водотоки КВБС и на территории антиклинория с водосборными площадями более 10 км² (руч. Контактный Средний (14.2 км²), руч. Контактный Нижний (21.2 км²), притоки р. Нелькоба – ручьи Террасовый (84 км²) и Подумай (42.6 км²)) перемерзают в ноябре–декабре и позднее.

Результаты изучения особенностей пересыхания водотоков в начале зимней межени на площадях других террейнов юго-восточных частей ЯКОП, ОКОП и ОЧВП приведены в табл. 4.

Водотоки на Приколымском и Сугойском террейнах пересыхают в сроки, не связанные с площадью водосбора. Например, приток р. Среднекан – руч. Аннушка с водосбором 22.8 км² – пересыхает в пределах от 15 октября до 25 ноября; руч. Ахтан (приток р. Чапчик) с водосбором 64.1 км² пересыхает во второй декаде ноября; руч. Жаркий, приток р. Оротукан, с водосбором 30.9 км² перемерзает в интервале от 2 ноября до 29 декабря. Таким образом, неоднородности стока малых водотоков, пересыхающих в начале зимней межени, достаточно хорошо проявлены.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ ИССЛЕДОВАНИЙ

Одной из наиболее существенных причин неоднородностей являются различия в литодинамическом комплексе террейнов, слагающих верхнеколымскую водосборную площадь. Наименьшие значения показателей стока в осенний и первый зимний месяцы свойственны Иньяли-Дебинскому террейну, в литодинамическом комплексе которого значимое место занимают фации больших морских глубин – черные глинистые и кремнистые

сланцы. Наиболее высокие величины эти показатели имеют на площади Вилигинского террейна, литодинамический комплекс которого формировался в задуговом морском бассейне, поэтому в составе осадочных пород велика роль туфогенного материала и вулканитов. На Омудевском и Приколымском террейнах пассивных континентальных окраин, сложенных палеозойским карбонатно-терригенными породами, все изученные малые водотоки относятся к промерзающим или с круглогодичным стоком, что является признаком высокой водообильности указанных террейнов. Водотоки, дренирующие массивы магматических пород, независимо от происхождения террейнов, отличаются повышенными значениями показателей водного стока. Все это связано с различиями гранулометрического состава отложений, соответственно, с их водопроницаемостью в СТС, образованных за счет выветривания коренных пород. Чем больше в составе сезонноталых отложений тонкозернистых и глинистых образований, тем меньше глубина их оттаивания, емкостные и фильтрационные свойства. Эта особенность, определяющая характер стока рек Северо-Востока России, описана в более ранних работах [Глотов, Глотова, 2008, 2011; Глотов и др., 2011, 2017, 2018, 2020], поэтому ограничимся констатацией факта, что террейновый контроль стока распространяется и на истоки горных рек.

Как известно, в конце теплого (дождливого) периода основным источником питания истоков всех горных рек криолитозоны является водоносный СТС. К этому времени другие источники (снежники, гольцовый лед, конденсация водяных паров атмосферы) истощаются, а с началом зимнего сезона прекращается и выпадение жидких атмосферных осадков. По этой причине питание водотоков происходит за счет сработки естественных запасов СТС. Так как V- и U-образные долины имеют крутизну склонов более 30°, подземные воды СТС стекают к подножию склона уже в первые дни после прекращения дождя. На этом фоне как неоднородность воспринимается существование стока в ручьях с водосборной площадью менее 1 км² (ручьи Южный, Северный и др.), сток в которых прекращается в сроки, характерные для рек более крупных порядков с водосборами до 183 км² (р. Буркот). Так как на рассматриваемых площадях нет каровых озер, единственным источником воды остается тающий лед в подошве СТС, сложенного элювиальными и склоновыми образованиями и(или) гипергенно-трещиноватыми породами.

Установившееся мнение об одновременности промерзания с начала зимнего сезона с дневной поверхности и от подошвы СТС основано на данных наблюдений за этим процессом на площадях сдренированных пород. Если в приподошвенной

части слоя есть подвижная вода, то оттаивание происходит до полного промерзания СТС. Это связано с формированием нулевой завесы, которая образуется в промерзающих водоносных породах или во влажных глинистых отложениях. Известно, что при замерзании воды выделяется 330 кДж/кг теплоты, это в 80 раз больше, чем при ее остывании на 1 °С, поэтому температура воды на фронте промерзания повышается, а плотность ее возрастает. Например, этот показатель при 0 °С равен 999.8337 кг/м³, а при 0.1 °С возрастает до 999.8404 кг/м³ [Свойства..., 1990]. Более плотная вода опускается к подошве сезонного слоя оттаивания, тепло расходуется на оттаивание льда. Температура этой воды 0 °С, как менее плотная она поднимается к фронту промерзания. При общем уклоне тальвега в десятки промилле грунтовая вода, в том числе питаемая оттаивающим льдом, фильтруется по уклону, тем самым осложняя процесс промерзания, ускоряя его и подпитывая естественные ресурсы. Как сказано выше, с началом холодного периода происходит сработка естественных запасов подземных вод в прирусловом сезонно-водоносном слое. Например, в упомянутом ручье Северный зимний сток продолжается в среднем 20 дней (с 30 сентября по 20 октября) при среднем месячном расходе 0.16 л/с [Многолетние данные..., 1985]. Общий объем стока за это время 276.5 м³. Эта вода поступает из водоносных сезонноталых коллювиальных образований мощностью около 1.5 м, в которые врезана нижняя часть долины ручья. Грунтовая вода может аккумулироваться в ложбине, прилегающей к тальвегу ручья. Длина ложбины выше створа около 100 м при ширине в среднем 15 м, т. е. общая площадь водоносной емкости около 1500 м³. Промерзание начинается с последних дней сентября, к середине октября оно достигает глубины около 50 см. При средней мощности водоносного слоя 1 м и пористости галечно-гравийных отложений с песчаным и супесчаным цементом с открытой пористостью 30 % водные ресурсы составляют 450 м³. При средней водоотдаче этих отложений 33 % в водоток поступит около 150 м³ воды. Следовательно, 126.5 м³ образуются за счет оттаивания льда в подошве промерзающих аллювиальных отложений. Их льдистость автор оценивает равной открытой пористости, т. е. 30–35 %. В данном случае водоотдача компенсирована подземным льдом, поэтому вся талая вода поступит в ручей при оттаивании примерно 30 см нижней части СТС.

Особенность промерзания водоносных отложений, сопровождаемая увеличением глубины оттаивания СТС, изучена в КВБС методом электропроводности мерзлых и талых аллювиальных отложений в долине руч. Контактный, на участке створа Контактный–Нижний, в период 1961–1962 гг.

На рис. 2 отчетливо видно замедленное в зимние месяцы увеличение на 40–50 см глубины сезонного оттаивания водоносного СТС, сложенного аллювиальными галечниками с песчано-гравийным заполнителем.

Допускаем, что неоднородные значения модулей стока в октябре от полного отсутствия до 2.26 л/(с·км²) (руч. Таборный, см. табл. 4), указывают на различную льдистость пород в подошве рассматриваемого слоя. Высокие значения модуля стока малых водотоков (ручьи Таборный, Тангон, Листвяжный) могут свидетельствовать об оттаивании достаточно мощных жил льда. При весеннем таянии снежного покрова талые воды восполняют сезонный криогенный ресурс в подошве СТС, улучшая фильтрационные свойства выветрелых пород. Образование и оттаивание льда в подошве промерзающего водоносного горизонта сходно с образованием гольцового льда в трещиноватых породах на водораздельных пространствах. Отличие этого процесса от рассматриваемого автором в том, что тающий гольцовый лед питает поверхностные водотоки в теплое время года при становлении СТС, роль которого в формировании водного баланса горных водотоков установлена ранее [Алексеев, 2011; Алексеев и др., 2011]. Лед слоя нулевой завесы в прирусловом горизонте питает водотоки в начале зимней межени.

Представленные выше заключения об участии талых вод в питании горных водотоков подтверждаются данными изучения изотопного состава воды р. Колымы и ее боковых притоков, выполненного И.В. Токаревым в 2013 и 2014 гг. [Токарев, 2025]. По изотопному составу воды (кислород-18) он выделяет три волны облегчения изотопного состава воды в нижнем течении р. Колымы и ее боковых притоках в районе пос. Черский (рис. 3). Первая волна проявлена в мае –

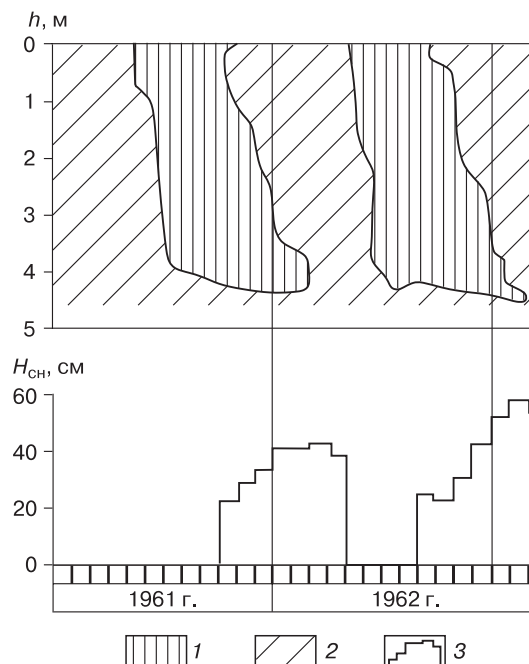


Рис. 2. Сезонное протаивание (h) аллювиальных отложений в пойме руч. Контактный и накопление снежного покрова (по материалам Л.Ф. Каменской и А.Ф. Огарева, 1970 г.) [Геокриология СССР..., 1989; Глотов, Глотова, 2004]:

1 – сезонноталые породы; 2 – мерзлые породы; 3 – средняя мощность снежного покрова ($H_{сн}$).

начале июня и связана с массовым таянием снежного покрова. Вторая волна соответствует августу – началу сентября. Она связана с выпадением дождей. Третья волна проявлена в боковых притоках с сезонным стоком и намечается в конце сентября – октябре. Убедительного объяснения

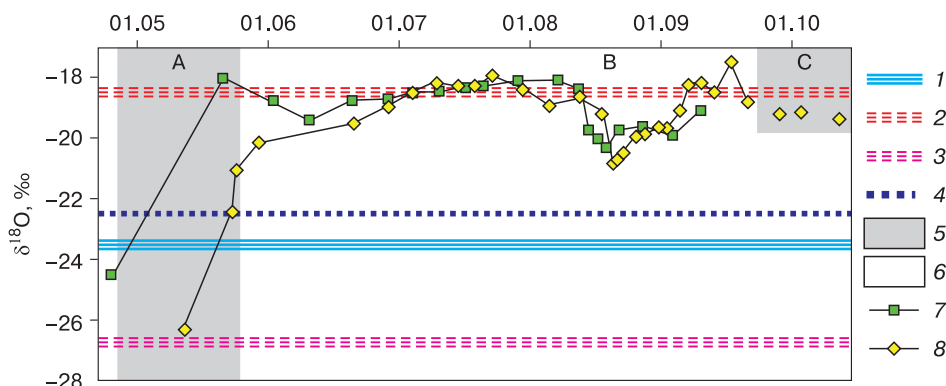


Рис. 3. Сезонные изменения изотопного состава кислорода в воде малого притока Колымы (Y4).

Средневзвешенные изотопные составы атмосферных осадков: 1 – за год ($\delta^{18}\text{O} = -23.7$ ‰); 2 – за теплый сезон ($\delta^{18}\text{O} = -18.5$ ‰), 3 – за холодный сезон ($\delta^{18}\text{O} = -26.8$ ‰); 4 – средневзвешенный состав воды в деятельном слое ($\delta^{18}\text{O} = -22.3$ ‰); 5 – период снеготаяния (А); 6 – период облегчения воды летом (В), в начале зимней межени (С); 7, 8 – изотопный состав кислорода Y4 в ручье в 2013 и 2014 гг. соответственно. Заимствовано из работы [Токарев, 2025], с добавлениями автора.

этой волны нет. По мнению автора, это указывает на широкое распространение процесса питания водотоков на колымском водосборе талыми водами в начале холодного периода года. Более глубокое изучение выявленной закономерности позволит установить количественные характеристики доли тающего льда в формировании речного стока в зимнюю межень (см. рис. 3).

При изучении процесса сокращения стока в начале зимней межени отмечено, что в отдельных случаях происходит его ускорение в дни, предшествующие прекращению стока. Такое явление наблюдалось на створах руч. Контактный, пос. Верхний; руч. Гряда, пос. Буркот; руч. Таборный, устье; руч. Тангон, устье; руч. Левая Брекчия, пос. Дукат; руч. Листвяжный, 6.3 км выше устья. Автор связывает это с функционированием под руслом выше этих створов водопоглощающих локальных сквозных таликов. Возможность развития таких таликов в зонах тектонической трещиноватости под руслами малых водотоков подтверждается данными Г.Ю. Фейгина и С.П. Киселева, которые в 1975 г. выявили такой талик в истоках руч. Левая Брекчия вблизи выложенного водораздела, сложенного верхнемеловыми риолитами. Примерно в 500 м ниже этого талика в прирусловой зоне вскрыты мерзлые породы до глубины 205 м. Скважина в истоках в зоне разлома, пересекающего русло ручья, пройдена до 180 м по талым водоносным трещиноватым породам. В августе 1973 г. уровень воды в ней был у отметки устья, в ноябре того же года понизился на 5 м, а

в феврале 1975 г. достиг глубины 18 м при глубине сезонного промерзания 4.5 м.

Водопоглощающий сквозной талик выше гидрометрического створа на руч. Ягодный выявлен В.А. Осинцевым и Б.П. Коробовым в 1977 г. по результатам электроразведочных работ при поисках источников водоснабжения пос. Ягодное [Глотов, Глотова, 2004].

Существование сквозного талика под руслом руч. Контактный выше створа Контактный–Верхний подтверждено данными геофизических и термометрических наблюдений, выполненных Г.Ю. Фейгиным в 1964 г. в скважине, вскрывшей трещиноватые породы позднепермского возраста [Глотов, Глотова, 2004].

Характерно, что гидрографы суточного стока в октябре для створов с разной причиной неоднородности различны (рис. 4).

Для водотоков, пересыхающих только из-за полного дренирования СТС, это логарифмическая кривая, для створов, расположенных ниже водопоглощающих таликов, – парабола с фокусом на оси абсцисс. Это можно объяснить тем, что в первом случае питание поверхностного стока уменьшается постепенно с начала холодного периода года, в соответствии с уменьшением градиентов их уровней до полного выравнивания и прекращения стока. При наличии водопоглощающего сквозного талика расход воды на его питание одинаков во времени, поэтому уменьшение стока связано не только с вырождением сезонно-водоносного слоя, но и с относительным увеличением доли поглощаемой таликом воды. Это отражается в крутом изгибе линии гидрографа к оси абсцисс. Судя по динамике уменьшения стока в пересыхающих водотоках, существование сквозных водопоглощающих таликов в их руслах в горных районах распространено достаточно широко. Пока рано говорить о времени и процессах их образования. Можно предположить, что они имеют унаследованный характер со времени голоценового климатического оптимума [Шепелев, 2011, 2021]. Некоторое расширение долины, пересечение ее разломом, дает основание для предположения о связи предполагаемых локальных таликов с отмершими карами, которые широко распространены в горных районах криолитозоны. В настоящее время этот факт многочисленности объясняет многие особенности распространения подмерзлотных вод в горных районах криолитозоны, в том числе соответствие их пьезометрической поверхности формам рельефа при сплошном распространении криолитозоны.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Изучая особенности процессов формирования стока пересыхающих в начале зимней межени истоков горных рек, можно выявить достаточно

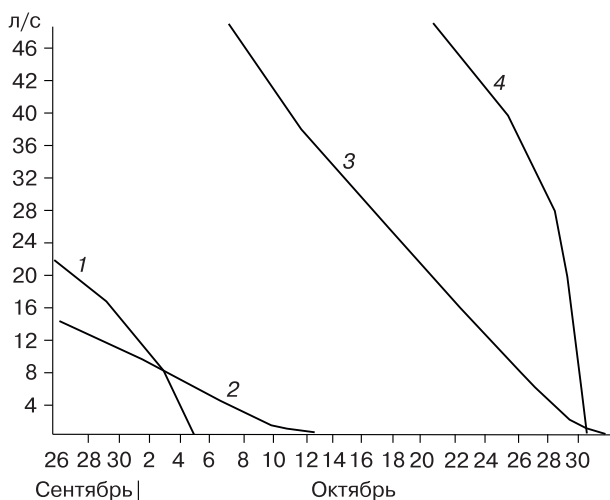


Рис. 4. Гидрографы на период завершения стока [Многолетние данные..., 1985; Ежегодные данные..., 2004].

1 – руч. Контактный Верхний, 1979 г., водосборная площадь $F = 5.53 \text{ км}^2$; 2 – руч. Встреча, выше устья руч. Угроза, 2003 г., $F = 5.52 \text{ км}^2$; 3 – руч. Талок, устье, 2003 г., $F = 65.2 \text{ км}^2$; 4 – руч. Ягодный, 3.2 км выше устья, 2003 г., $F = 102 \text{ км}^2$.

обоснованно уровни и причины неоднородностей. Прежде всего отчетливо выделяется влияние на формирование их стока особенностей литодинамических комплексов осадочных пород, слагающих дренируемые геодинамически разные террейны. Это позволяет использовать данные гидролого-гидрогеологических исследований в горных районах криолитозоны для уточнения геологических особенностей отдельных районов. Например, установленные гидрогеологические и гидрологические отличия Аян-Юряхского антиклинория от Иньяли-Дебинского и Вилигинского террейнов свидетельствуют об отсутствии его единства с указанными террейнами. Более обоснованно предположение о единстве этого антиклинория с Куларо-Нерским террейном пассивной континентальной окраины. Поэтому неоднородности стока малых горных рек, проявленные прежде всего в величине модуля стока и длительности существования стока в начале зимней межени в водотоках одного порядка, обусловлены геологическими различиями дренируемых террейнов. Автор относит их к неоднородностям первого уровня.

Выявлены неоднородности функционирования водных потоков, питаемых льдом, тающим в основании СТС в начале зимней межени. Величина льдистости в подошве этого горизонта отражается в величине октябрьского модуля стока. Видимо, эта льдистость постоянно восполняется, как и гольцовая. Различие их в том, что гольцовый лед – источник питания водотоков в теплое время года, а прирусловый – в начале зимней межени. Этот уровень неоднородностей автор относит ко второму уровню.

Причины образования третьего уровня неоднородностей связаны с расположением гидрометрических постов ниже водопоглощающих сквозных таликов. Такие сквозные талики на Северо-Востоке России ранее были известны на участках распространения карстующихся карбонатных палеозойских пород [Гидрогеология СССР..., 1972]. Гидрогеологическая значимость их бесспорна. Признание факта широкого распространения сквозных водопоглощающих таликов под руслом малых горных водотоков дает основание считать их очагами питания подземных вод всех гидрогеологических структур орогенных областей криолитозоны. Данные о стоке в верховьях горных рек в начале зимней межени можно использовать при гидрогеологических, инженерно-геологических и геокриологических изысканиях, оценках ресурсов пресных подземных вод.

Следовательно, изучение причин неоднородностей стока малых рек, пересыхающих в начале зимней межени, будет полезно не только гидрологам, инженерам-геологам и гидрогеологам, но и геологам, и мерзлотоведам при анализе информационно емких объектов.

Благодарности. Статья написана по результатам НИР по госбюджетной теме “Изучение закономерностей формирования подземного и поверхностного стока в орогенных поясах Северо-Востока России при глобальных изменениях климата в голоцене”.

Автор выражает благодарность рецензентам, работникам редакции журнала, замечания которых улучшили содержание статьи. Особо благодарен Готовой Людмиле Петровне за большую работу по оформлению статьи в соответствии с требованиями журнала и необходимым переводом на английский язык части разделов.

Литература

- Алексеев В.Р.** Криогенные ресурсы и судьба цивилизации // Наука и техника в Якутии, 2011, № 1 (20), с. 85–90.
- Алексеев В.Р., Бояринцев Е.А., Гопченко Е.Д. и др.** Механизмы криогенного регулирования стока в формировании водного баланса малых горных рек зоны многолетнемерзлых пород // Украин. гидрометеорол. журн., 2011, № 8, с. 182–189.
- Аржакова С.К.** Зимний сток рек криолитозоны России. СПб., РГМУ, 2001, 209 с.
- Боревский Б.В., Язвин Л.С.** Стратегия развития ресурсной базы питьевых подземных вод на территории России в XXI веке // Разведка и охрана недр, 2003, № 10, с. 7–15.
- Геокриология СССР.** Восточная Сибирь и Дальний Восток / Под ред. Э.Д. Ершова. М., Недра, 1989, 515 с.
- Геология СССР.** Т. 30. Кн. 1. Геологическое описание / Под ред. И.Е. Драбкина. М., Недра, 1970, 548 с.
- Гидрогеология СССР.** Т. 26. Северо-Восток СССР / Под ред. О.Н. Толстихина. М., Недра, 1972, 297 с.
- Готов В.Е., Глотова Л.П.** Ресурсы пресных подземных вод Магаданской области. Библиогр. справочник (по состоянию на 01.01.2004 г.). Магадан, Кордис, 2004, 181 с.
- Готов В.Е., Глотова Л.П.** Естественные нарушения подземного питания рек бассейна Верхней Колымы в зимнюю межень // Криосфера Земли, 2008, т. XII, № 1, с. 72–78.
- Готов В.Е., Глотова Л.П.** Роль террейновой тектоники в формировании подземного стока зоны активного водообмена в долинах горных рек криолитозоны // Тихоокеан. геология, 2011, т. 30, № 5, с. 93–104.
- Готов В.Е., Глотова Л.П., Ушаков М.В.** Аномальные изменения режима водного стока реки Колымы в зимнюю межень // Криосфера Земли, 2011, т. XV, № 1, с. 52–60.
- Готов В.Е., Глотова Л.П., Ушаков М.В.** Тектонический контроль ледового режима водотоков Верхней Колымы // Геоэкология. Инж. геология. Гидрогеология. Геокриология, 2017, № 3, с. 31–40.
- Готов В.Е., Глотова Л.П., Ушаков М.В.** Связь стока рек криолитозоны с геологической историей дренируемых террейнов // Геоэкология. Инж. геология. Гидрогеология. Геокриология, 2018, № 4, с. 14–40.
- Готов В.Е., Глотова Л.П., Ушаков М.В.** Роль террейновой тектоники в формировании подземного стока зоны активного водообмена в долинах горных рек криолитозоны // Устойчивое развитие горных территорий, 2020, № 1, с. 22–33.
- Государственная геологическая карта Российской Федерации.** Лист Р-55 – Сусуман. Серия Верхне-Колымская. М-6

1:1 000 000 (третье поколение). Объяснит. зап. СПб., Карт-фабрика ВСЕГЕИ, 2016, 426 с.

Ежегодные данные о режиме и ресурсах поверхностных вод суши. 2003 г. Т. 1. Вып. 17. Бассейны р. Колымы, рек Магаданской области и Чукотского автономного округа. Магадан, Колым. упр-ние ГМС и ОПС, 2004, 305 с.

Левин А.Г. Водные ресурсы Колымы. Л., Гидрометеиздат, 1954, 151 с.

Многолетние данные о режиме и ресурсах поверхностных вод суши. Т. 1. РСФСР. Вып. 17. Бассейны р. Колымы и рек Магаданской области / Ред. М.Р. Чернышева. Л., Гидрометеиздат, 1985, 430 с.

Научно-прикладной справочник “Климат России”. 2021. URL: <http://aisori-m.meteo.ru/climspn/> (дата обращения: 05.03.2024).

Прикладной климатический справочник Северо-Востока СССР / Под. ред. Н.К. Ключкина. Магадан, Магадан. КОГИЗ, 1960, 426 с.

Программа фундаментальных научных исследований в Российской Федерации на долгосрочный период (2021–2030 гг.). Утверждена распоряжением Правительства РФ № 3684-р 31.12.2020 г. М., РАН, 2020, 149 с.

Ресурсы поверхностных вод СССР. Т. 19. Северо-Восток / Ред. В.В. Куприянова. Л., Гидрометеиздат, 1969, 282 с.

Свойства материалов и веществ. Вода и водяной пар. Вып. 1. Таблицы стандартных справочных данных. М., Изд-во стандартов, 1990, 158 с.

Синицкая В.М., Черняк И.А., Глотова Л.П., Крылова Е.Н. Верхоянский регион // Инженерная геология. Т. 4. Дальний Восток. М., Изд-во Моск. ун-та, 1977, с. 100–119.

Сушанский С.И., Глотов В.Е., Глотова Л.П. Многолетние, средние и суточные изменения стокоформирующих факторов и общего водного стока руч. Контактный // Факторы формирования общего стока малых горных рек в Субарктике (по материалам КВБС). Магадан, СВКНИИ, 2002, с. 35–58.

Токарев И.В. Изотопная реконструкция происхождения, эволюции и оценка текущего состояния водно-ледниковых объектов: Автореф. дис. ... д-ра геол.-мин. наук. СПб., 2025, 46 с.

Ханчук А.И., Голозубов В.В., Бялобжеский С.Г. и др. Кратоны и орогенные пояса Востока России // Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России. В 2 кн. Владивосток, Дальнаука, 2006, кн. 1, с. 93–229.

Шепелёв В.В. Надмерзлотные воды криолитозоны. Новосибирск, Акад. изд-во “Гео”, 2011, 169 с.

Шепелёв В.В. Анализ влияния криолитозоны на водообменные процессы // Науки о Земле и недропользование, 2021, т. 44, № 2, с. 184–189.

Шило Н.А. Четвертичные отложения Яно-Колымского золотоносного пояса, условия и этапы их формирования. Магадан, ВНИИ-1, 1961, 136 с.

References

Alekseev V.R. Cryogenic resources and the fate of civilization. *Nauka i tekhnika v Yakutii* [Science and technology in Yakutia], 2011, No. 1 (20). p. 85–90 (in Russian).

Alekseev V.R., Boyarintsev E.A., Gopchenko E.D. et al. Mechanisms of cryogenic regulation of flow in the formation of the water balance of small mountain rivers in the permafrost zone. *Ukrainskii gidrometeorologicheskii zhurnal*, 2011, No. 8, p. 182–189.

Arzhakova S.K. Zimnii stok rek kriolitozony Rossii [Winter runoff of rivers in the permafrost zone of Russia]. St. Petersburg, RGGMU, 2001, 209 p. (in Russian).

Borevsky B.V., Yazvin L.S. Strategy for the development of the resource base of drinking groundwater in Russia in the 21st century. *Razvedka i okhrana nedr* [Exploration and protection of subsurface resources], 2003, No. 10, p. 7–15 (in Russian).

Geokriologiya SSSR [Geocryology of the USSR]. Eastern Siberia and the Far East. E.D. Ershov (ed.). Moscow, Nedra, 1989, 515 p. (in Russian).

Geologiya SSSR [Geology of the USSR]. Vol. 30. Book 1. Geological description. I.E. Drabkina (ed.). Moscow, Nedra, 1970, 548 p. (in Russian).

Gidrogeologiya SSSR [Hydrogeology of the USSR]. Vol. 26. North-East of the USSR. O.N. Tolstikhin (ed.). Moscow, Nedra, 1972, 297 p. (in Russian).

Glotov V.E., Glotova L.P. Fresh groundwater resources of the Magadan region. Bibliographic reference book (as of 01.01.2004). Magadan, Kordis, 2004, 181 p. (in Russian).

Glotov V.E., Glotova L.P. Natural disturbances of underground river recharge in the Upper Kolyma River area in winter time. *Kriosfera Zemli* [Earth's Cryosphere], 2008, vol. XII, No. 1, p. 72–78 (in Russian).

Glotov V.E., Glotova L.P. The role of terrane tectonics in the formation of underground flow of the zone of active water exchange in the valleys of mountain rivers of the permafrost zone. *Tikhookeanskaya geologiya* [Pacific Geology], 2011, vol. 30, No. 5, p. 93–104 (in Russian).

Glotov V.E., Glotova L.P., Ushakov M.V. Anomalous changes of Kolyma River runoff condition winter period. *Kriosfera Zemli* [Earth's Cryosphere], 2011, vol. XV, No. 1, p. 52–60 (in Russian).

Glotov V.E., Glotova L.P., Ushakov M.V. Tectonic control of the ice regime of watercourses in the Upper Kolyma. *Geoekologiya. Inzh. geologiya. Hidrogeologiya. Geokriologiya* [Geoeology. Engineering Geology. Hydrogeology. Geocryology], 2017, No. 3, p. 31–40 (in Russian).

Glotov V.E., Glotova L.P., Ushakov M.V. Relationship between river runoff in the cryolithozone and the geological history of drained terranes. *Geoekologiya. Inzh. geologiya. Hidrogeologiya. Geokriologiya* [Geoeology. Engineering Geology. Hydrogeology. Geocryology], 2018, No. 4, p. 14–40 (in Russian).

Glotov V.E., Glotova L.P., Ushakov M.V. The role of terrane tectonics in the formation of underground flow of the zone of active water exchange in the valleys of mountain rivers of the permafrost zone. *Ustoichivoe razvitie gornyykh territorii* [Sustainable development of mountain territories], 2020, No. 1, p. 22–33 (in Russian).

State geological map of the Russian Federation. Sheet P-55 – Susuman. Verkhne-Kolyma series. Scale 1:1,000,000 (third generation). Explanatory letter. St. Petersburg, Kartfabrika VSEGEI, 2016, 426 p. (in Russian).

Annual data on the regime and resources of land surface waters. 2003. Volume 1. Issue 17. River basins. Kolyma, rivers of the Magadan region and Chukotka Autonomous Okrug. Magadan, Kolyma Department of State Migration Service and OPS, 2004, 305 p. (in Russian).

Levin A.G. Vodnye resursy Kolymy [Water resources of Kolyma]. Leningrad, Gidrometeoizdat, 1954, 151 p. (in Russian).

Long-term data on the regime and resources of land surface waters. Vol. 1. RSFSR. Issue 17. River pools Kolyma and rivers of the Magadan region. Leningrad, Gidrometeoizdat, 1985, 430 p. (in Russian).

- Scientific and applied reference book "Climate of Russia". 2021. URL: <https://aisori-m.meteo.ru/climsprn/> (last visited: 05.03.2024).
- Applied climate reference book of the North-East of the USSR. N.K. Klyukina (ed.). Magadan, Magadanskoe KOGIZ, 1960, 426 p. (in Russian).
- Program of fundamental scientific research in the Russian Federation for a long-term period (2021–2030). Approved by Decree of the Government of the Russian Federation No. 3684-r on December 31, 2020. Moscow, RAN, 2020, 149 p. (in Russian).
- Surface water resources of the USSR. Vol. 19. North-East. V.V. Kupiyanova (ed.). Leningrad, Gidrometeoizdat, 1969, 282 p. (in Russian).
- Properties of Materials and Substances. Water and Water Vapour. Issue 1. Standard Reference Data Tables. Moscow, Izd-vo Standartov, 1990, 158 p. (in Russian).
- Sinitskaya V.M., Chernyak I.A., Glotova L.P., Krylova E.N. Verkhoyansk region. In: Engineering geology. Vol. 4. Far East. E.G. Chapovsky (ed.). Moscow, Moscow Univ. Press, 1977, p. 100–119 (in Russian).
- Sushchansky S.I., Glotov V.E., Glotova L.P. Long-term, average and daily changes in runoff-forming factors and total water runoff Contact stream. In: Factors in the formation of the total flow of small mountain rivers in the Subarctic (based on materials from the KVBS). Magadan, SVKNII, 2002, p. 35–58 (in Russian).
- Tokarev I.V. Isotope reconstruction of the origin, evolution and assessment of the current state of fluvioglacial objects: Abstract of the dissertation for the degree of Doctor of Geological and Mineralogical Sciences. St. Petersburg, 2025, 46 p. (in Russian).
- Khanchuk A.I., Golozubov V.V., Byalobzhesky S.G. et al. Cratons and orogenic belts of the East of Russia. In: Geodynamics, magmatism and metallogeny of the East of Russia. In 2 books. A.I. Khanchuk (ed.). Vladivostok, Dalnauka, 2006, Book 1, p. 93–229 (in Russian).
- Shepelev V.V. Nadmerzlotnye vody kriolitozony [Suprapermafrost waters of the permafrost zone]. Novosibirsk, Acad. Publ. House "Geo", 2011, 169 p. (in Russian).
- Shepelev V.V. Analysis of the influence of the permafrost zone on water exchange processes. Nauki o Zemle i nedropolzovanie [Earth Sciences and Subsoil Use], 2021, vol. 44, No. 2, p. 184–189 (in Russian).
- Shilo N.A. Chetvertichnye otlozheniya Yano-Kolymского zolotonosnogo poyasa [Quaternary deposits of the Yana-Kolyma gold belt, conditions and stages of their formation]. Magadan, VNII-1, 1961, 136 p. (in Russian).

*Поступила в редакцию 8 апреля 2024 г.,
после доработки – 20 марта 2025 г.,
принята к публикации 3 июня 2025 г.*

СНЕЖНЫЙ ПОКРОВ И ЛЕДНИКИ

УДК 551.324.6

DOI: 10.15372/KZ20250404

EDN: EQYPXM

СОКРАЩЕНИЕ ЛЕДНИКОВ МАССИВА ТАВАН-БОГДО-ОЛА С МАКСИМУМА МАЛОГО ЛЕДНИКОВОГО ПЕРИОДА И ЕГО СОВРЕМЕННОЕ УСКОРЕНИЕ

Д.А. Ганюшкин^{1,*}, О.В. Останин², Д.В. Банцев¹, С.А. Грига¹, Ю.А. Горбунова¹, Е.С. Деркач^{1,3},
В.А. Распутина¹, И.В. Волков¹, К.В. Чистяков¹, Т.А. Андреева¹¹ Санкт-Петербургский государственный университет, 199034, Санкт-Петербург, Университетская наб., 7–9, Россия² Алтайский государственный университет, 656049, Барнаул, пр. Ленина, 61, Россия³ Ботанический институт им. В.Л. Комарова РАН, 197022, Санкт-Петербург, ул. Профессора Попова, 2, литера В, Россия*Автор для контакта; e-mail: d.ganyushkin@spbu.ru

На основе анализа космических снимков и полевых данных проведен анализ поэтапного сокращения ледников трансграничного массива Таван-Богдо-Ола (Алтай) с максимума малого ледникового периода по 2024 г. Получена информация о ледниках массива в максимум малого ледникового периода, 1968, 1977, 1989, 2000, 2010, 2020, 2024 гг. С максимума малого ледникового периода площадь ледников массива сократилась на 49 %, высота фирновой границы в среднем поднялась на 149 м. Расчетный объем ледников сократился на 69.1–75.7 %. Высотный диапазон развития оледенения уменьшился на 330 м. Сокращение ледников ускоряется, что проявилось для фронтов крупных долинных ледников после 2010 г., для суммарной площади оледенения с 2020 г., когда потери площади стали составлять в среднем 1.6 % в год. Усилились контрасты в распределении ледников по экспозиции, что, возможно, отражает рост прихода солнечной радиации. Сохранилось доминирование по площади долинных ледников, но их доля в суммарной площади уменьшилась. Ускорение сокращения является отложенной реакцией ледников на резкое повышение летних температур в 1990-е годы.

Ключевые слова: Алтай, реконструкция палеоледников, малый ледниковый период, ускоренное современное сокращение горных ледников.

Ссылка для цитирования: Ганюшкин Д.А., Останин О.В., Банцев Д.В., Грига С.А., Горбунова Ю.А., Деркач Е.С., Распутина В.А., Волков И.В., Чистяков К.В., Андреева Т.А. Сокращение ледников массива Таван-Богдо-Ола с максимума малого ледникового периода и его современное ускорение // Криосфера Земли, 2025, т. XXIX, № 4, с. 50–63. DOI: 10.15372/KZ20250404. EDN: EQYPXM.

GLACIER SHRINKAGE IN THE TAVAN-BOGD MASSIF SINCE THE LITTLE ICE AGE MAXIMUM AND ITS RECENT ACCELERATION

D.A. Ganyushkin^{1,*}, O.V. Ostanin², D.V. Bantsev¹, S.A. Griga¹, Yu.A. Gorbunova¹, E.S. Derkach^{1,3},
V.A. Rasputina¹, I.V. Volkov¹, K.V. Chistyakov¹, T.A. Andreeva¹¹ Saint Petersburg State University, Universitetskaya emb. 7–9, Saint Petersburg, 199034 Russia² Altai State University, Lenin ave. 61, Barnaul, 656049 Russia³ Komarov Botanical Institute, Russian Academy of Sciences, Professor Popov St. 2, litera B, Saint Petersburg, 197022 Russia*Corresponding author; e-mail: d.ganyushkin@spbu.ru

The analysis of satellite imagery and field data allowed a reconstruction of gradual glacier shrinkage in the Tavan-Bogd transboundary massif (Altai) from the maximum of the Little Ice Age to 2024. Information on the glaciers has been obtained for the maximum of the Little Ice Age and the years 1968, 1977, 1989, 2000, 2010, 2020, and 2024. Since the Little Ice Age maximum, the area of the Tavan-Bogd glaciers decreased by 49 % whereas the firn line increased in altitude by 149 m, on average. An estimated volume of the glaciers decreased by 69.1–75.7 %. A vertical range of glaciation reduced by 330 m. Glacier shrinkage is accelerating which has manifested itself for the fronts of large valley glaciers after 2010, and for the total glaciation area since 2020, when area losses began to average 1.6 % per year. Contrasts in the aspect distribution of glaciers have increased, which may reflect an increase in the incoming solar radiation. Valley glaciers remain dominant in area, but their share in the total area has decreased. Accelerated glacier shrinkage appears to be a delayed response to an abrupt rise in summer temperatures during the 1990s.

Keywords: Altai, reconstruction of paleoglaciers, Little Ice Age, accelerated shrinkage of modern mountain glaciers.

© Д.А. Ганюшкин, О.В. Останин, Д.В. Банцев, С.А. Грига, Ю.А. Горбунова, Е.С. Деркач, В.А. Распутина, И.В. Волков, К.В. Чистяков, Т.А. Андреева, 2025

ВВЕДЕНИЕ

Современное состояние и динамика ледников Алтай к настоящему времени исследованы весьма неравномерно. В значительной степени это связано с тем, что эта горная страна расположена на территории нескольких государств: России, Китая, Казахстана, Монголии, что часто ограничивает исследования рамками политических границ и препятствует исследованию трансграничных узлов оледенения. Среди трансграничных ледниковых районов крупнейший – горный массив Таван-Богдо-Ола.

Массив имеет площадь около 2600 км² и расположен в центре Алтайской горной страны (рис. 1). Здесь сходятся горные хребты Южный Алтай с запада, Сайлюгема с северо-востока и Монгольский Алтай с юга. Водораздельный хребет в северной части массива отделяет бассейн р. Аргут от бассейна р. Иртыш, расположенного на юго-западе, и от бассейна р. Кобдо (внутренняя водосборная зона), расположенного на юго-востоке. Северная часть (на территории России) слабо расчленена и имеет пологий склон; подножие массива здесь находится на самой большой высоте (2000–2400 м, плато Укок). Здесь расположены пять куполообразных вершин, высота которых достигает 4000 м (высшая точка – Русский Шатер, 4134 м над уровнем моря (н.у.м.)). Напротив, западные и восточные склоны массива сильно расчленены и имеют ярко выраженный альпийский тип рельефа. Глубокие впадины с висячими долинами притоков обрамлены гребнями высотой до 4000 м и выше: г. Кийтын (“Холодная Гора”), 4374 м н.у.м.; Бургед, 4310 м, Наран, 4280 м, Олгий, 4100 м и Малчин, 4050 м н.у.м. Эти горные вершины находятся значительно выше современной средней высоты фирновой линии (3371 м), что делает возможным существование ледников.

Климат массива зимой определяется азиатским антициклоном. Летом, когда выпадает большая часть годовых осадков, преобладают циклоны, развивающиеся на полярном фронте, часты юго-западные циклоны (с Аральского, Каспийского и в меньшей степени с Черного морей), что сильно влияет на формирование осадков. Западная часть массива, не защищенная от западных потоков, открыта с запада (через долину р. Бухтарма) и особенно с юго-запада (через долину р. Канас). По данным метеостанции Бертек (высота 2200 м н.у.м., функционировала в 1959–1982 гг.), климат у северного подножия массива холодный (средняя летняя температура 8.2 °С, средняя годовая –8.3 °С). Осадков мало (в среднем годовое количество 200.6 мм) с ярко выраженным летним максимумом (59 % годовой суммы осадков) и почти бесснежной зимой (5 % от общей суммы). В зоне оледенения годовое количество осадков суще-

ственно выше; например, на высоте фирновой линии оно увеличивается примерно от 365 до 880 мм с востока на запад российской части массива [Ганюшкин и др., 2017]. Меньше известно о климатических условиях других частей массива. По данным снежного разреза ледника Канас (юго-западный склон), годовое количество осадков на границе питания составляет 700–800 мм водного эквивалента (в.э.) [Lilun et al., 1985]. На северо-восточном склоне массива количество годовых осадков на уровне фирновой границы на основе измерений в высокогорье [Kadota et al., 2011] можно оценить примерно в 300 мм [Ganyushkin et al., 2018].

В настоящее время оледенение Алтай, включая и территорию массива, находится в состоянии сокращения, которое с разной степенью интенсивности проявляется с окончания последнего существенного похолодания и наступания ледников – малого ледникового периода (МЛП) [Окишев, 2011]. Первая информация о ледниках массива относится к экспедициям В.В. Сапожникова 1897 и 1905 гг., впервые оценившего площадь этого узла оледенения в 150 квадратных верст [Сапожников, 1949]. Прямых наблюдений ледников в состоянии кульминации наступания МЛП не было. После этого в XX столетии было сделано несколько оценок масштабов оледенения и его динамики [Тронов, 1948, 1949; Ревякин, Мухаметов, 1993; Галахов, Редькин, 2001].

С начала XXI столетия проводятся детальные исследования отдельных групп ледников массива. Изучение северного (российского) склона массива ведется группой ученых СПбГУ начиная с 1999 г. [Селиверстов и др., 2003; Москаленко и др., 2013; Чистяков и др., 2015; Ганюшкин и др., 2017]. На территории Монголии исследования проводились японо-монгольским [Kadota, Davaa, 2004, 2007; Kadota et al., 2011], американо-немецко-монгольским [Kamp et al., 2013; Kamp, Pan, 2015], российско-монгольским [Syromyatina et al., 2015] коллективами. Результаты изучения китайской части массива вошли в китайский каталог ледников [Liu et al., 2014; Guo et al., 2015].

В последние годы появились новые оценки площади оледенения всего массива, основанные на дистанционных материалах [Krumwiede et al., 2014; Ganyushkin et al., 2018]. В работе [Ganyushkin et al., 2018] авторами были получены данные о ледниках на максимум МЛП, 1968 и 2010 гг. и проведен анализ их сокращения. Цель данной работы – получить более детальную и современную картину сокращения ледников массива, используя дополнительную информацию и составив каталоги по состоянию на 2024, 2020, 2000, 1989, 1977 гг. До настоящего момента подобное детальное исследование эволюции массива не производилось.

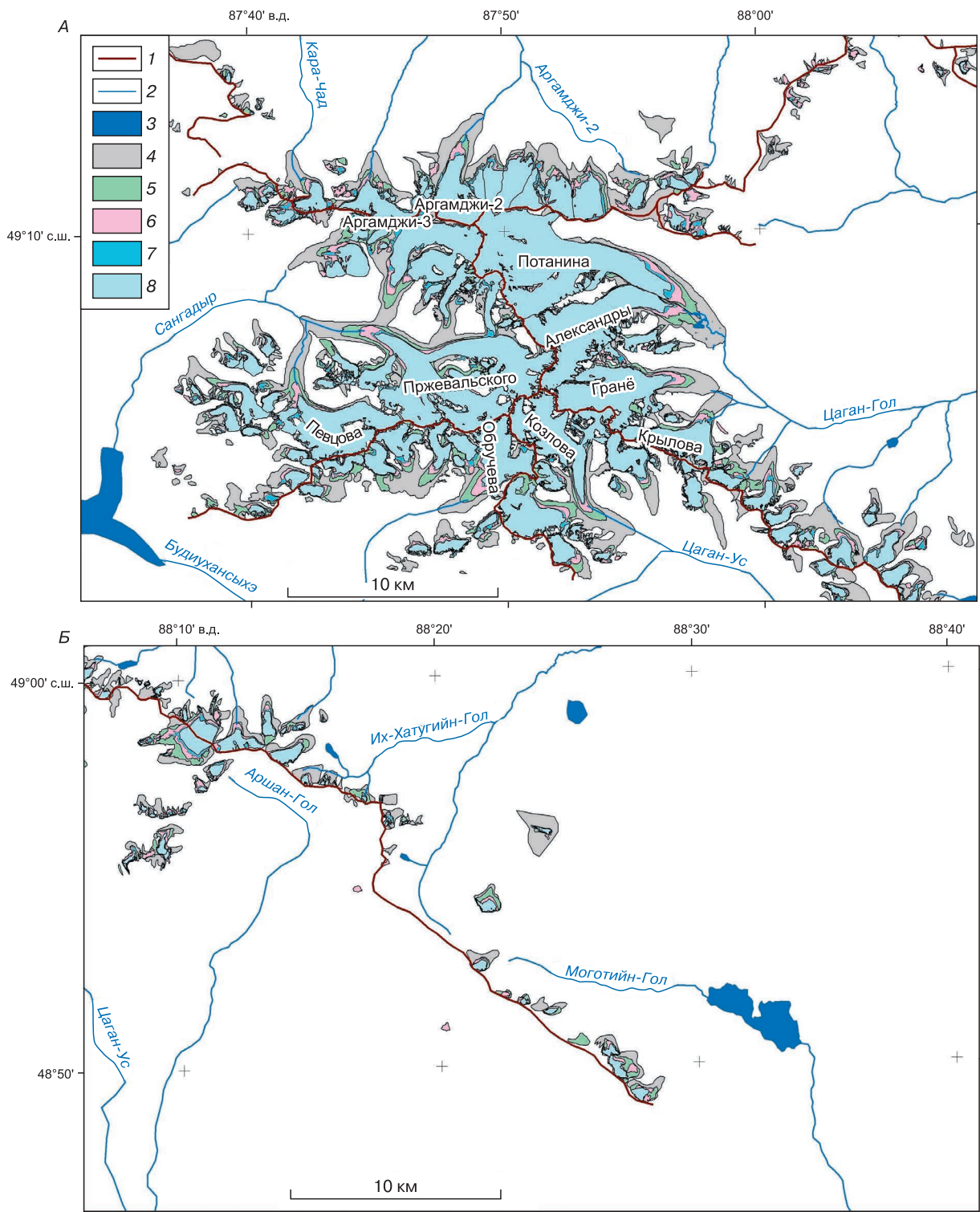


Рис. 1. Сокращение ледников массива Таван-Богдо-Ола после максимума МЛП в основной части массива (А) и на юго-восточной периферии (Б).

1 – горные гребни и водоразделы; 2 – реки; 3 – озера; 4–7 – сокращение ледников: 4 – с максимума МЛП по 1968 г., 5 – 1968–2000 гг., 6 – 2000–2020 гг., 7 – 2020–2024 гг.; 8 – ледники на 2024 г.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ ОЛЕДЕНЕНИЯ

В настоящей работе рассматривается сокращение ледников массива с максимума МЛП по 2024 г. Реконструкция масштабов ледников массива в максимум МЛП проведена на основе разработанных авторами эталонов дешифрирования [Ганюшкин и др., 2018]. Для определения контуров ледников использовались снимки Corona (1968 г.), Landsat (1977, 1989, 2000), Spot 5 (2010), Sentinel-2 (2020, 2024 г.) (табл. 1). Использовались также результаты полевых многолетних исследований северного склона массива в период 1999–2021 гг.: повторные фотографии и GPS привязки краев ледников.

Дешифрирование производилось в ручном режиме в среде ArcGIS. Минимальный размер ледников, включенных в каталог, составил 0.01 км².

Для снимков Sentinel-2 использовалась комбинация каналов 4–3–2 (реалистичные цвета) и 8–4–3. Для снимков Landsat 7 применялись комбинации каналов “естественные цвета” (3–2–1) и искусственные цвета (5–4–3, 7–4–2). Для увеличения разрешения до 15 м применялась процедура слияния с панхроматическим каналом 8.

При обработке снимков Corona применялся инструмент Georeferencing (алгоритм Spline) путем установки контрольных точек на снимках Corona и снимках Sentinel-2 (всего около 1500 точек).

Положение фирновой границы определялось по снимкам, далее оценка ее высоты проводилась для 1968, 1979, 1989, 2000 и 2010 гг. по цифровой модели рельефа (ЦМР) SRTM 3 (The NASA Version 3.0 SRTM Global 1 arc second) [Earth Resources Observation and Science (EROS) Center], актуальной приблизительно на 2000 г., она же использовалась для реконструированных значений МЛП; для 2020 и 2024 гг. применялось последнее (на 2023 г.) обновление ЦМР FABDEM V1-2 [https://data.bris.ac.uk/data/dataset/s5hqmjcdj8yo2ibzi9b4ew3sn].

Высота фирновой границы для некоторых малых ледников, где определение ее положения затруднено, и для МЛП рассчитывалась на основе метода Куровского [Kurovsky, 1891]. Аналогично ЦМР использовалась при определении прочих параметров ледников (минимальные и максимальные высоты, средние уклоны, экспозиции ледников) после оцифровки их границ.

При дешифрировании минимальная площадь ледников для картирования была принята равной 0.01 км². Систематическая ошибка, определяемая разрешением снимка, была принята как ± 1 пиксел (10 м для снимка Sentinel-2). Она вычислялась по формуле

$$A_{er} = nm,$$

где A_{er} – ошибка, м²; n – число пикселей по периметру ледника; m – пространственное разрешение

Таблица 1. Космические снимки, использованные при работе

Дата снимка	Снимок	Разрешение, м
10.08.1968	Corona	1.8
28.07.1977	Landsat 2	80
03.09.1989	Landsat 4	30
07, 16.08.2000	Landsat 7	15
31.08.2010	Spot 5	2.5
17.06.2020	Sentinel-2	10
15.08.2024	Sentinel-2	10

снимка, выраженное в размере площади пикселя, м².

Также для проверки точности ручного дешифрирования границ ледников было проведено повторное картирование всех ледников по состоянию на 1968 г. другим оператором. В итоге величина погрешности определения площади отдельных ледников не превышала 7 %, погрешность определения суммарной площади за счет компенсации ошибок разного знака составила около 5 %. Для оценки толщины льда была применена модель GlabTop2 (Glacier bed topography 2) [Frey et al., 2014]. Она является модификацией оригинальной концепции [Linsbauer et al., 2012; Paul, Linsbauer, 2012], в которой предполагается постоянное напряжение сдвига на ложе вдоль всей центральной линии ледника и его ламинарное течение. Основное отличие GlabTop2 по сравнению с GlabTop в том, что наклон поверхности вычисляется не вдоль осевой линии ледника, а как средний наклон поверхности. Входными данными является информация о границах ледника и рельефе его поверхности в виде цифровой модели рельефа. Толщина льда в модели оценивается по формуле

$$h = \frac{\tau}{\rho g f \sin \alpha},$$

где h – толщина льда; τ – напряжение сдвига на ложе; ρ – плотность льда; g – ускорение свободного падения; α – угол наклона поверхности ледника; f – коэффициент формы поперечного сечения ледника.

Автоматизированная реализация модели – GlabTop2-py (github.com; rupi.org). Это пакет на языке Python, который вычисляет распределение толщины льда. GlabTop2-py использует функции Python 3.8 (python.org) и PCRaster (pcraster.geo.uu.nl). Модель полностью основана на концепциях, описанных в [Frey et al., 2014].

Особенностью модели является присваивание нулевого значения толщины льда границам ледников, в том числе на ледоразделах, что часто не соответствует действительности. Для более корректного моделирования полигоны смежных ледников объединялись в один. Подобная обра-

Таблица 2. Степенные зависимости объема ледника от его площади для территории Алтая

Морфологический тип	Формула расчета объема
Долинные	$V = 0.044S^{1.34}$
Карово-долинные	$V = 0.046S^{1.09}$
Каровые	$V = 0.049S^{1.24}$
Плоских вершин и котловинные	$V = 0.044S^{0.89}$
Все ледники Алтая	$V = 0.045S^{1.13}$

ботка позволяет избежать занижения толщины на ледоразделах. Однако принималось допущение, что напряжение базального сдвига на ложе, получаемое из данных о высотном диапазоне ледника, вычисляется для одного объединенного контура. В результате, чем меньше реальный высотный диапазон ледника, тем больше завышается его толщина в объединенном контуре. Завышение не локально, а равномерно распределяется по леднику. Оценить погрешность нет возможности, поскольку нет натурных данных об объеме ледников Таван-Богдо-Ола, так как георадиолокация здесь не проводилась. Описываемое отклонение проявляется на малых по площади ледниках, поэтому предполагается, что отклонение несущественно и для всего массива не превышает первых процентов.

Для оценки объема ледников (V) всех временных срезов использовались региональные эмпирические коэффициенты, полученные для Алтая, в степенном отношении площади и объема ледника (метод VAS – Volume-Area scaling):

$$V = kS^y,$$

где S – площадь ледника; k и y – коэффициенты, связанные с морфометрическими и морфологическими характеристиками ледника.

В работе использовались наиболее актуальные эмпирические зависимости объема и площади, полученные в результате георадиолокации более 130 ледников Алтая различной морфологии [Носенко и др., 2014] (табл. 2). Отдельно для ледников плоской вершины применялась зависимость из работы [Мачерет и др., 2013].

С использованием полученных данных объема и изначальных значений площади была оценена средняя толщина каждого ледника.

Также была определена максимальная толщина ледников ($H_{\max}$) по формуле [Мачерет, 2006]

$$H_{\max} = 77.5S^{0.245}.$$

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ ОЛЕДЕНЕНИЯ

Согласно нашим данным, с максимума МЛП площадь оледенения массива сократилась на 49 %

Таблица 3. Общая информация о ледниках Таван-Богдо-Ола для разных временных срезов начиная с максимума МЛП

Год	S , км ²	ΔS , %/год	N	Z_f , м
1850	354.45 ± 15.33	–	247	3238
1968	278.96 ± 2.29	0.18	236	3291
1977	265.62 ± 73.74	0.53	234	3312
1989	235.61 ± 37.74	0.94	246	3326
2000	220.47 ± 18.42	0.58	244	3335
2010	200.98 ± 3.10	0.88	225	3346
2020	192.39 ± 12.01	0.43	221	3349
2024	180.13 ± 10.72	1.60	229	3371

Примечание. S – суммарная площадь ледников, ΔS – средняя скорость сокращения площади относительно предыдущего временного среза, N – количество ледников, Z_f – высота фирновой границы.

(см. рис. 1). Это меньше, чем сокращение площади ледников других ледниковых центров Алтая: Северо-Чуйского хребта (61 %) [Ganyushkin et al., 2023], Южно-Чуйского хребта (61 %) [Ганюшкин и др., 2024].

Оценки относительного сокращения площади ледников (табл. 3) позволяют говорить о резком ускорении сокращения ледников после 2020 г. Подобное ускорение было авторами отмечено ранее и для других центров оледенения Алтая [Ганюшкин и др., 2024; Ganyushkin et al., 2023], однако для Таван-Богдо-Ола оно зафиксировано позже на 3–5 лет, что можно объяснить большей площадью оледенения и компактностью размещения ледников и, как следствие, их большей инертностью.

Согласно расчетам авторов, объем ледников с максимума МЛП по 2024 г. уменьшился с 37.2864 км^3 (VAS) до величин от 11.5048 км^3 (VAS) до 13.591 км^3 (GT2). Таким образом, объем ледников сократился на 69.1–63.6 %, что выше соответствующих значений сокращения площади. Максимальная толщина ледников на 2024 г., согласно расчетам (GT2), составила 310 м (ледник Пржевальского (Канас)) (рис. 2).

Средняя площадь ледников в ходе их эволюции с максимума МЛП по 2024 г. сократилась почти в 2 раза: с 1.43 по 0.79 км^2 . При этом если в максимум МЛП количественно преобладали ледники площадью $0.1–1.0 \text{ км}^2$ (табл. 4), то к 2024 г. численно стали преобладать ледники площадью менее 0.1 км^2 . В распределении площадей сохранились как вторичные пики в диапазоне $0.1–1.0 \text{ км}^2$, так и доминирование ледников площадью более 5 км^2 , однако это доминирование стало менее выраженным.

Высотный диапазон оледенения сократился за счет подъема нижнего предела развития ледников с 2240 м в максимум МЛП до 2540 м в 2024 г.

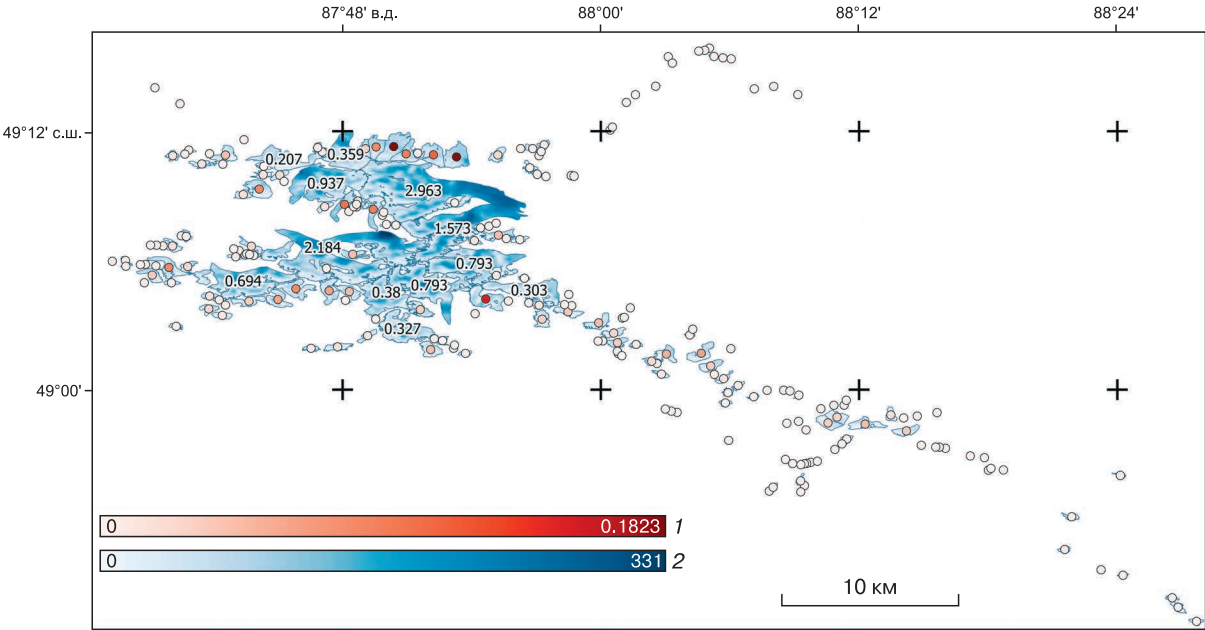


Рис. 2. Результаты расчета объема ледников по модели Glatop2.

1 – объем конкретных ледников, км³ (для наиболее крупных ледников значения указаны цифрами на карте); 2 – толщина ледников, м.

Отступление языков крупнейших ледников массива (рис. 3) демонстрирует ту же тенденцию к ускорению отступления, но она проявилась раньше, чем ускорение сокращения площадей ледников. В первую очередь это касается ледника Канас, который уже с начала XX в. отступал с высокими темпами, а с 2006 г. получил новый импульс ускорения сокращения и отступал со средней скоростью около 46 м/год. Отметим, что за весь период исследований данный ледник был наиболее низко расположенным в массиве, в настоящее время он спускается до высотной отметки 2570 м. У других рассматриваемых ледников скачок увеличения скоростей отступления произошел примерно в 2009–2010 гг.

При анализе экспозиционного распределения ледников и его изменения авторы отказались от традиционного подхода, при котором каждый конкретный ледник имеет одну общую экспозицию, и при оценке распределения суммарных площадей ледников разных склонов вся площадь ледника целиком попадает в эту экспозицию. Данный подход очень мало показывает реальное распределение ледников по экспозициям, поскольку крупный ледник может принимать несколько ледниковых потоков различных экспозиций, отличных от основной. Например, крупный ледник северо-восточной экспозиции может принимать в себя ледниковые потоки восточной и северной экспозиций, площади которых будут все равно учтены в площади ледников северо-восточной экспозиции.

Чтобы избежать этого, авторы использовали функцию Aspect в программе ArcGIS, при которой каждый пиксель ЦМР получает свое значение экспозиции в градусах. Далее осуществляется подсчет площадей оледенения по каждому градусу экспозиции склона. Для удобства визуализации авторы построили диаграммы распределения площадей ледников по 15 румбам экспозиции (рис. 4).

В целом основные особенности распределения площади оледенения по экспозициям за период эволюции ледников с максимума МЛП по 2024 г. сохранились: максимум распределения приурочен к склонам ССВ экспозиции, минимум – ЮЗ экспозиции, что доказывает отсутствие серьезных изменений в преобладающих юго-западных направлениях ветров, за счет метелевого переноса способствующих накоплению снега на затененных подветренных склонах. В то же время

Таблица 4. Распределение ледников массива Таван-Богдо-Ола по размерам в максимуме МЛП и в 2024 г.

Диапазон площади ледников, км ²	Максимум МЛП		2024 г.	
	Количество	Площадь, км ²	Количество	Площадь, км ²
Менее 0.1	79	3.70	106	3.22
0.1–1.0	115	45.45	92	34.52
1.0–2.0	24	34.15	15	20.66
2.0–5.0	16	50.08	8	29.49
Более 5.0	13	220.11	7	92.26

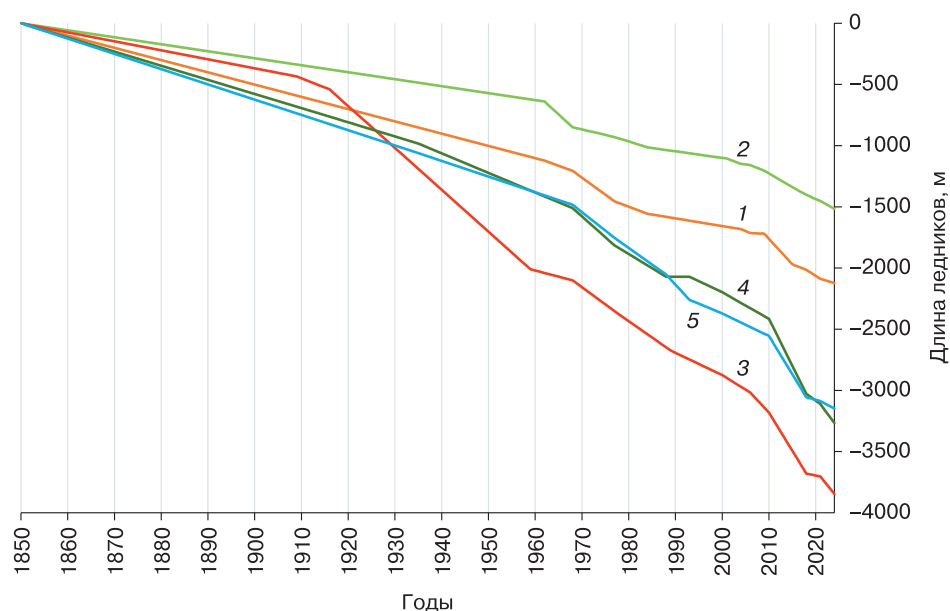


Рис. 3. Изменения длин крупнейших долинных ледников массива Таван-Богдо-Ола.

1 – ледник Пржевальского (Канас), 2 – ледник Аргамджи-3, 3 – ледник Аргамджи-2, 4 – ледник Александры, 5 – ледник Потанина.

результаты расчетов коэффициента контрастности показали увеличение его значений с 0.08 в максимум МЛП до 0.11 в 2024 г. Действительно, склоны ЮЗ и ЮЮЗ экспозиций потеряли в процентном отношении наибольшие площади оледенения (61 и 59 % соответственно), тогда как оледенение ССВ экспозиции сократилось в наименьшей степени (42 %). Отметим также большое (на 61 %) сокращение площади оледенения плоских (с уклоном менее 1°) участков.

Изменение морфологии ледников в ходе их эволюции отражает общий тренд к уменьшению ледников и трансформацию долинных ледников в карово-долинные, карово-долинных в каровые, разделению относительно крупных ледников на малые формы оледенения, преимущественно каровые и висячие (табл. 5). Соответственно, уменьшилась доля площади долинных ледников (тем не менее они сохранили доминирование), возросла доля площади карово-долинных, склоновых, каровых ледников.

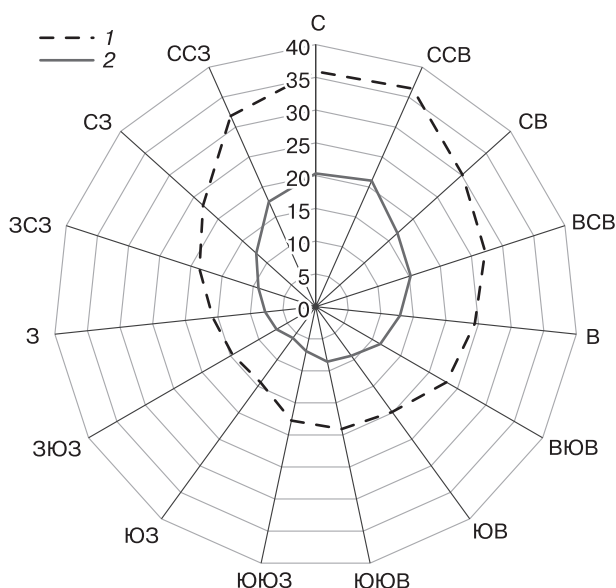


Рис. 4. Распределение площади оледенения массива Таван-Богдо-Ола по экспозициям в максимум МЛП (1) и в 2024 г. (2).

В диаграмму не вошло оледенение площадью около 0.18 км^2 в максимум МЛП и 0.07 км^2 в 2024 г., расположенное на участках с уклоном менее 1° .

Таблица 5. Распределение ледников массива Таван-Богдо-Ола по морфологическим типам в максимум МЛП и в 2024 г.

Морфологический тип	Доля суммарной площади, %	
	МЛП	2024 г.
Долинные	78.0	75.5
Карово-долинные	5.5	6.7
Каровые	3.7	5.8
Карово-висячие	0.3	0.5
Висячие	2.1	2.1
Присклоновые	0.8	0.7
Склоновые	4.9	7.5
Плоской вершины	4.7	1.2

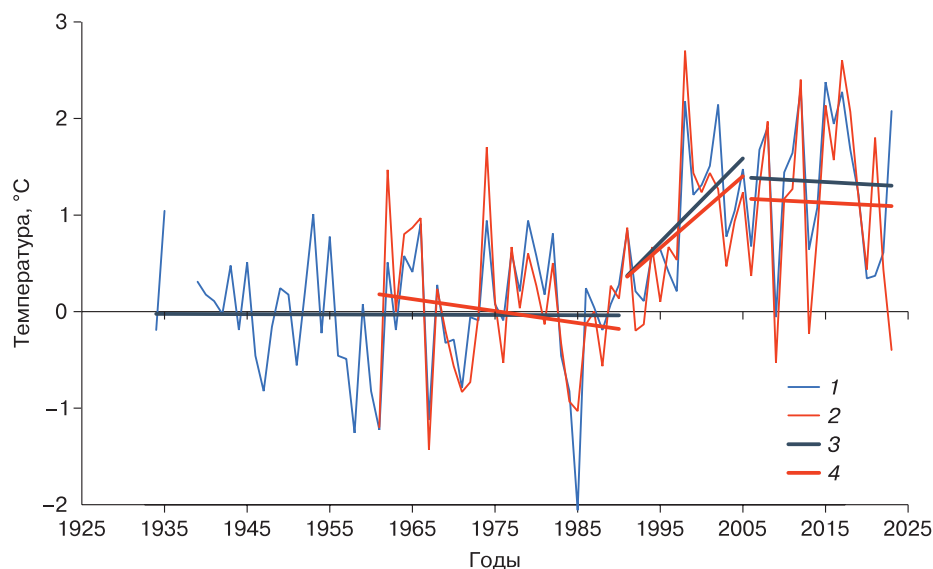


Рис. 5. Изменение средних летних температур по данным метеостанций Кош-Агач (1, 3) и Кара-Тюрек (2, 4).

1, 2 – средние летние температуры станций Кош-Агач и Кара-Тюрек; 3, 4 – линейные тренды отрезков до 1961, 1961–1990 и 1991–2023 гг.

Анализ метеоданных ближайших к массиву метеостанций (Кош-Агач, Бертек, Кара-Тюрек, Катон-Карагай, Улгий) показал отсутствие единого тренда в изменении годового количества осадков [Ganyushkin et al., 2018]. В то же время общей особенностью региона является рост средних летних температур, особенно резко проявившийся в виде скачка температур в 1990-е годы, после чего произошла их стабилизация на более высоком уровне (рис. 5). Ускорение как отступления фронтов ледников, так и площади оледенения Таван-Богдо-Ола, отмеченное выше, очевидно, является реакцией ледников на это потепление, отложенное за счет времени релаксации ледников.

Следует отметить, что установленное авторами увеличение экспозиционной контрастности в распределении ледников может быть следствием увеличения общего прихода солнечной радиации за счет изменения прозрачности атмосферы из-за смены циркуляционных процессов, влияющих на облачный покров. Рост количества солнечной радиации в Горном Алтае в период 2008–2017 гг. был отмечен в работе [Торопов и др., 2020].

Влияние потепления на баланс массы ледников подтверждается расчетами авторов для ледников северного склона массива, согласно которым в 1990-е годы на уровне границы питания ледников Аргамджи-2 и Аргамджи-3 он скачкообразно сократился на 600–800 мм в.э. [Ганюшкин и др., 2017], после чего остается устойчиво отрицательным.

С учетом нелинейности изменения абляции с ростом температуры очевидно, что низко спускающиеся языки крупных ледников оказываются наиболее чувствительны к потеплению и начинают сокращаться с высокими темпами раньше, чем части ледников в других высотных зонах. Это объясняет некоторое запаздывание ускорения сокращения площади ледников по сравнению с динамикой фронтов наиболее крупных ледников.

ОБСУЖДЕНИЕ ПОЛУЧЕННЫХ РЕЗУЛЬТАТОВ

В ходе работы авторами была получена информация о масштабах оледенения в различные временные срезы, что позволяет сравнить полученную информацию с оценками разных авторов, сделанными по отдельным частям массива или по массиву в целом (табл. 6).

Отметим, что из перечисленных источников не все посвящены именно анализу структуры оледенения массива, значительная часть информации почерпнута из обширных баз данных, в которых массив Таван-Богдо-Ола отдельно не рассматривается [Хромова и др., 2021; Shiyin, 2009; Earl, Gardner, 2016; <http://westdc.westgis.ac.cn>; <https://www.glacru.ru/>; <https://www.glims.org/>].

Отличия полученных авторами данных от данных других исследователей можно объяснить несколькими причинами.

1. *Отличие исходных материалов.* Наиболее ранние оценки базировались на полевых наблюде-

Таблица 6. Опубликованная информация по оледенению массива Таван-Богдо-Ола

Территория	Источник, материалы	S, км ²	Временной период		Разность данных автора и из источника, км ²
			Источник	Данная статья	
Российская часть	[Никитин, 2009], АФС	39.9	1850	1850	14.29
Вся	[Сапожников, 1949], полевые исследования	170.7	1905–1909	1850	180.04
Вся	[Тронов, 1949], полевые исследования	158.0	1949	1968	120.96
Российская часть	[Тронов, 1949], полевые исследования	15.3	1949	1968	17.89
Монгольская часть	[Бямба, Селиванов, 1971], АФС	94.0	1960-е	1968	27.16
Российская часть	[Ревякин, Окишев, 1970], полевые исследования, АФС, топокарты	38.6	1965	1968	–5.39
Монгольская часть	[Галахов, Редькин, 2001], топографические карты м-ба 1:200 000	134.0	1967–1978	1968	–12.9
Вся	[Ревякин, Мухаметов, 1993], КС, АФС, маршрутные наблюдения	222.3	1987	1989	13.35
Монгольская часть	[Kadota, Davaa, 2007], КС	79.77	2000	2000	31.24
Китайская часть	[Shiyin, 2009; http://westdc.westgis.ac.cn], КС	76.0	2006	2010	–1.40
Вся	[Krumwiede et al., 2014], КС	204.0	2009	2010	–3.02
Монгольская часть	[Kamp, Pan, 2015], КС	95.2	2010	2010	5.11
Российская часть	[Earl, Gardner, 2016], КС	27.6	2011	2010	–1.59
Монгольская часть	[Syromyatina et al., 2015], КС	99.0	2013	2010	1.31
Российская часть	[Хромова и др., 2021], КС	24.34	2017	2020	0.62

Примечание. АФС – аэрофотоснимки, КС – космические снимки; S – площадь ледника.

ниях отдельных участков массива, что приводило к занижению площадей ледников. В оценках, сделанных в XX в., важная роль отводилась топографическим картам, где, напротив, площади ледников завышались, очевидно, включая снежники и участки сезонного снежного покрова. При использовании АФС проблемой являлось искажение формы и размеров ледников, что также приводило к ошибкам. При этом в большинстве оценок этого периода использовались данные, полученные по разным частям массива в разные годы и сведенные вместе.

2. *Различие в технике дешифрирования и подходах к выделению границ ледников.* Например, в работе [Syromyatina et al., 2015] картировалась только открытая часть ледников, а заморенные участки игнорировались.

3. *Разное разрешение используемых космических снимков, во многом определявшее порог площади рассмотренных ледников (от 0.01 до 0.1 км²) и точность дешифрирования ледников.* Например, при использовании снимков Landsat 2, 4, 5 имеет место низкое разрешение снимков. В этом отношении наиболее точными являются наши данные на 1968, 2010, 2024 гг., где использовались снимки с разрешением 10 м и выше.

4. *Сложности в интерпретации изображения на космических снимках.* В первую очередь это относится к выделению нижней границы ледников в местах бронирования их поверхностей моренным материалом. Во многих случаях эта проблема раз-

решима при использовании снимков высокого разрешения, позволяющих определять границы движущегося и “мертвого” льда на основе таких индикаторов, как водотоки, часто разделяющие эти участки и сливающиеся у нижней точки ледника. При наличии нескольких снимков с относительно близкой датой съемки возможно создание анимаций, на которых видны участки движущегося льда. Также распространены случаи, когда к ледникам или их частям ошибочно относят снежники и сезонный снежный покров, что, например, отмечается в оценке [Earl, Gardner, 2016] для российской части массива. В данном случае следует ориентироваться на отличительные признаки ледников, такие как трещины, разделение на зоны питания и абляции. Иногда затруднение представляет разделение ледников и приледниковых наледей или замерзших поверхностей озер. Здесь диагностическим признаком является отсутствие загрязнения мореной поверхностей наледей и озерных льдов или отсутствие уклонов на данном участке на ЦМР.

Отметим, что для всех обозначенных случаев комбинация дешифрирования космических снимков и использования полевых материалов обеспечивает наибольшую точность. Авторы реализовали данный подход к северному склону массива, где полевые наблюдения ведутся авторами с 1999 г.

5. *Различия в проведении ледоразделов.* В основном они проявляются в исследованиях, осно-

ванных на топографических картах. Более предпочтительным с точки зрения точности является использование ЦМР, тем не менее это обстоятельство не сказывается на суммарной площади оледенения, а лишь определяет картину его распределения по бассейнам и экспозициям.

Отметим, что сравнение результатов авторов с данными современных исследователей [Хромова и др., 2021; Shiyin, 2009; Krumwiede et al., 2014; Kamp, Pan, 2015; Syromyatina et al., 2015] демонстрирует минимальные различия, преимущественно в пределах точности измерений. При этом отметим, что данные авторов для 2010 г. получены по снимкам с большим разрешением (Spot-5), чем у авторов, получивших данные для этого года или смежных с ним лет.

Сопоставление выявленного нами сокращения площади ледников массива Таван-Богдо-Ола на 49 % с уменьшением площади ледников соседних крупных ледниковых районов дает основание говорить о сравнительно медленном сокращении оледенения этого ледникового центра. Например, площадь оледенения Южно-Чуйского хребта с максимума МЛП по 2021 г. сократилась на 61 % [Ганюшкин и др., 2024]. Площадь ледников Северо-Чуйского хребта в интервале с МЛП по 2021 г. также сократилась на 61 % [Ganyushkin et al., 2023]. В близких районах малого оледенения сокращение площади за период с МЛП было еще значительнее: 63 % для ледников массива Монгун-Тайга [Ganyushkin et al., 2022], 83 % для Шапшальского хребта [Ганюшкин и др., 2021].

Отмеченное авторами ускорение сокращения площадей ледников до 1.6 % в год в интервале 2000–2024 гг., очевидно, является частью общей тенденции ледников Алтая к ускорению сокращения. Похожее величины сокращения отмечены и в других районах: ускорение сокращения площадей до 1.52 % в Южно-Чуйском хребте в 2000–2021 гг. [Ганюшкин и др., 2024], почти двукратное ускорение сокращения площади ледников Северо-Чуйского хребта в 2000–2021 гг. (до 0.69 % в год) по отношению к интервалу 1850–2000 гг. [Ganyushkin et al., 2023], ускорение сокращения до 2.0 %/год у ледников Шапшальского хребта в 2001–2015 гг. [Ганюшкин и др., 2021]. Однако в случае массива Таван-Богдо-Ола такое ускорение сокращения проявилось позже. На взгляд авторов, данное явление объясняется большей максимальной высотой массива, более компактным распределением ледников, формирующих единые комплексы, что способствует большим локальным климатическим откликам от внеледниковой поверхности.

Данные по сокращению ледников в других районах мира демонстрируют различную, но в целом вполне сопоставимую с нашими результатами картину. Например, в Европейских Альпах, по данным [Zemp et al., 2008], общая площадь лед-

ников сократилась с 4400 км² в 1850 г. до 2900 км² в 1970 г. и 2200 км² к 2020 г., т. е. на 54.5 % уже к 2000 г. Более того, нет сомнений, что с 2000 г. величина сокращения площади ледников в Альпах выросла, по другим данным [Paul, Bolch, 2019], на 2015 г. она составила 60 %. Таким образом, сокращение здесь шло более быстрыми темпами, чем для массива Таван-Богдо-Ола. В то же время можно отметить сходство в изменении скорости сокращения ледников: согласно [Paul, Bolch, 2019], в интервале 1850–1970-х гг. площадь ледников сокращалась на 0.3 %/год, далее до 2000 г. – на 0.6 %/год, на 1.2 %/год с 2000 по 2010 г. Похожее ускорение сокращения площади ледников отмечено в северной Норвегии – до ~1 %/год между 2001 и 2014 гг. при том, что между 1988 и 2001 гг. сокращение площади ледников приостанавливалось [Stokes et al., 2018].

В засушливых горных районах ледники демонстрируют примерно такую же динамику. Отступление ледников в тропических Андах за последние три десятилетия беспрецедентно со времен пика МЛП (середина XVII – начало XVIII в.). С точки зрения изменений в балансе массы, точка перелома в тенденции появилась в конце 1970-х годов, когда среднегодовой баланс массы в год снизился с –0.2 м в.э. в период 1964–1975 гг. до –0.76 м в.э. в период 1976–2010 гг. Отступление было гораздо более выраженным на небольших ледниках на низких высотах [Rabatel et al., 2013]. Оценка отступления ледниковых центров Акшийрак и Ала-Арча (Тянь-Шань) показала, что сокращение площади ледников составило соответственно 4.2 и 5.1 % с 1943 по 1977 г. и 8.7 и 10.6 % с 1977 по 2003 г. [Aizen et al., 2006].

Подъем фирновой границы с максимума МЛП, по оценкам авторов, составил на территории массива 149 м, из них 41 м в интервале 2010–2024 гг. Для сравнения в Шапшальском центре оледенения соответствующая величина к 2015 г. составила 117 м, в Северо-Чуйском хребте 207 м к 2021 г., в Южно-Чуйском хребте 189 м. Возможно, различия связаны с трендом в сокращении количества осадков по данным метеостанции Кара-Тюрек [Ganyushkin et al., 2023], характеризующей климатические условия Северо-Чуйского хребта и отчасти Южно-Чуйского хребта, отсутствием этого тренда в районе массива Таван-Богдо-Ола [Ganyushkin et al., 2018] и трендом к росту количества осадков на востоке Алтая (м/с Тээли, Мугур-Аксы) [Ганюшкин и др., 2021].

Обращает на себя внимание высокое, по сравнению с сокращением площадей, значение уменьшения объема ледников массива Таван-Богдо-Ола в период с максимума МЛП по 2024 г. (69.1–75.7 %). Расчеты изменений объема ледников других территорий аналогичными методами дали существенно меньшие величины: 59–64 %

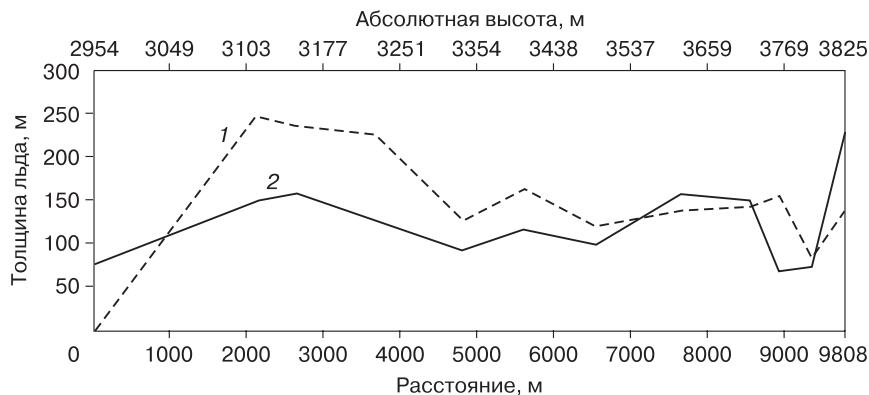


Рис. 6. Сравнение результатов моделирования GlabTop2 (1) и данных радиолокационного исследования [Kadota et al., 2011] (2) по центральному профилю на леднике Потанина.

для Южно-Чуйского хребта [Ганюшкин и др., 2024], 65 % для Северо-Чуйского хребта [Ganyushkin et al., 2023]. Причиной такого сокращения является чувствительность расчетов объема ледников по методике VAS к изменению площади ледников: при расчетах по степенной зависимости объем единого большого ледника оказывается существенно больше суммарного объема нескольких ледников с такой же суммарной площадью. Соответственно, распад огромных ледников Канас (66.85 км²), Потанина–Александров (47.42 км²), Цаган-Ус (23.94 км²) привел к резкому уменьшению расчетных значений объема ледников.

В то же время превышение относительных расчетных изменений объемов оледенения по сравнению с изменениями площади оледенения за соответствующий период может отражать и объективные процессы. В работе [Петраков и др., 2014] отмечена особенность континентальных ледников на определенной стадии эволюции терять толщину и объем при отсутствии отступления языка. Подобное явление может служить объяснением скачкообразного ускорения сокращения ледников, наблюдаемого авторами в разных районах Алтая, при достижении толщины ледников в языковой части неких критически малых, пороговых значений, после чего идет очень быстрая их деградация. Физический механизм подобного явления именно для континентальных ледников может быть связан с их эволюцией от холодных к теплым, за счет чего идет ускорение движение льда, что отчасти компенсирует увеличение таяния, но приводит к уменьшению толщины ледников.

Сравнение результатов наших расчетов толщины ледников с результатами инструментальных наблюдений на примере ледника Потанина, где в 2007–2009 гг. проводилось радиолокационное исследование [Kadota et al., 2011], показали

различия: по модели GlabTop2 обнаружено существенное завышение толщины льда в языковой части ледника и недооценка толщины ледника в зоне аккумуляции (рис. 6).

Это хорошо согласуется с выводами о том, что модель дает систематическое завышение толщины льда на языках ледников и занижение в зоне аккумуляции [Petrakov et al., 2016]. В связи с этим ошибки модели разного знака в значительной степени компенсируют друг друга, соответственно средние для профиля (см. рис. 6) значения существенно ближе: 123 м [Kadota et al., 2011] и 165 м по GlabTop2. С учетом того, что геофизические исследования затрагивали преимущественно зону абляции, а верхняя часть зоны аккумуляции в силу труднодоступности не была исследована, при сохранении знака ошибки для этих участков в среднем для ледника различия по GlabTop2 и средней толщины ледника должны стремиться к нулю. Поэтому авторы предполагают, что модель GlabTop2 при оценке объема оледенения массива Таван-Богдо-Ола дает вполне удовлетворительные результаты.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Тренд к ускорению сокращения ледников в настоящее время на Алтае является практически повсеместным, причем он проявляется как для крупных центров оледенения, так и для районов малого и дисперсного оледенения [Ганюшкин и др., 2021]. В то же время для ледников массива Таван-Богдо-Ола он проявился несколько позже, чем для других районов, что, вероятно, связано с большей абсолютной высотой массива, относительно крупными ледниками и ледниковыми комплексами с большим периодом релаксации, преобладающими на территории массива. Исходя из этого, возможная стабилизация ледников данного района также произойдет с запаздыванием относительно прочих районов Алтая. Соответственно,

нет основания ожидать замедления сокращения ледников массива Таван-Богдо-Ола в ближайшие годы.

Работа выполнена при финансовой поддержке РНФ (проект № 22-67-00020).

Литература

- Бямба Ж., Селиванов Е.И.** Современное оледенение Монголии // Изв. ВГО, 1971, № 3 (103), с. 249–254.
- Галахов В.П., Редькин А.Г.** Современное и древнее оледенение горного узла Табын-Богдо-Ола // География и природопользование Сибири, 2001, № 4, с. 153–175.
- Ганюшкин Д.А., Банцев Д.В., Грига С.А. и др.** Сокращение ледников Южно-Чуйского хребта (Алтай) с максимума малого ледникового периода // Лед и снег, 2024, т. 64, № 4, с. 497–512.
- Ганюшкин Д.А., Конькова О.С., Чистяков К.В. и др.** Сокращение ледников Восточного Алтая (Шапшальский центр) после максимума малого ледникового периода // Лед и снег, 2021, т. 61, № 4, с. 500–520.
- Ганюшкин Д.А., Кунаева Е.П., Чистяков К.В., Волков И.В.** Дешифрирование гляциогенных комплексов по космическим снимкам горного массива Монгун-Тайга // География и природ. ресурсы, 2018, т. 39, № 1, с. 167–177.
- Ганюшкин Д.А., Чистяков К.В., Волков И.В. и др.** Новейшие данные об оледенении северного склона массива Таван-Богдо-Ола // Лед и снег, 2017, т. 57, № 3, с. 307–325.
- Мачерет Ю.Я.** Радиозондирование ледников. М., Науч. мир, 2006, 389 с.
- Мачерет Ю.Я., Кутузов С.С., Мацковский В.В., Лаврентьев И.И.** Об оценке объема льда горных ледников // Лед и снег, 2013, т. 53, № 1, с. 5–15.
- Москаленко И.Г., Ганюшкин Д.А., Чистяков К.В.** Современное и древнее оледенение северного склона массива Таван-Богдо-Ола // Лед и снег, 2013, т. 53, № 3, с. 33–44.
- Никитин С.А.** Закономерности распределения ледниковых льдов в Русском Алтае, оценка их запасов и динамики // Материалы гляциол. исслед., 2009, № 107, с. 87–96.
- Носенко Г.А., Никитин С.А., Хромова Т.Е.** Изменение площади и объема ледников Горного Алтая (Россия) с середины XX в. по данным космических съемок // Лед и снег, 2014, т. 54, № 2, с. 5–13.
- Окишев П.А.** Рельеф и оледенение Русского Алтая. Томск, Изд-во Том. ун-та, 2011, 382 с.
- Петраков Д.А., Лаврентьев И.И., Коваленко Н.В., Усубалиев Р.А.** Толщина льда, объем и современные изменения площади ледника Сары-Тор (массив Ак-Шыйрак, Внутренний Тянь-Шань) // Криосфера Земли, 2014, т. XVIII, № 3, с. 91–100.
- Ревякин В.С., Мухаметов Р.М.** Динамика ледников Табын-Богдо-Ола // Гляциология Сибири, 1993, № 4 (19), с. 83–92.
- Ревякин В.С., Окишев П.А.** Современное оледенение в верхней части бассейна р. Аргут // Гляциология Алтая, 1970, № 6, с. 29–36.
- Сажошников В.В.** По Алтаю. М., Географгиз, 1949, 580 с.
- Селиверстов Ю.П., Москаленко И.Г., Чистяков К.В.** Оледенение северного склона массива Таван-Богдо-Ола и его динамика // Изв. РГО, 2003, т. 135, № 5, с. 1–16.
- Торопов П.А., Алешина М.А., Носенко Г.А. и др.** Современная деградация горного оледенения Алтая, ее последствия и возможные причины // Метеорология и гидрология, 2020, № 5, с. 118–130.
- Тронов М.В.** Современное оледенение Алтая. Томск, Изд-во Том. ун-та, 1948, 526 с.
- Тронов М.В.** Очерки оледенения Алтая. М., Географгиз, 1949, 373 с.
- Хромова Т.Е., Носенко Г.А., Глазовский А.Ф. и др.** Новый Каталог ледников России по спутниковым данным (2016–2019 гг.) // Лед и снег, 2021, т. 61, № 3, с. 341–358.
- Чистяков К.В., Ганюшкин Д.А., Курочкин Ю.Н.** Современное состояние и динамика нивально-гляциальных систем массивов Таван-Богдо-Ола и Монгун-Тайга // Лед и снег, 2015, т. 55, № 1, с. 49–60.
- Aizen V.B., Kuzmichenok V., Surazakov A.B.** Glacier changes in central and northern Tien Shan during the last 140 years based on surface and remote sensing data // Ann. Glaciol., 2006, vol. 43, No. 1, p. 202–213.
- Earl L., Gardner A.** A satellite-derived glacier inventory for North Asia // Annal. Glaciol., 2016, vol. 57, No. 71, p. 50–60.
- Frey H., Machguth H., Huss M. et al.** Estimating the volume of glaciers in the Himalayan–Karakoram region using different methods // The Cryosphere, 2014, vol. 8, No. 6, p. 2313–2333.
- Ganyushkin D., Bantsev D., Derkach E. et al.** Post-Little Ice Age glacier recession in the North-Chuya Ridge and dynamics of the Bolshoi Maashei Glacier, Altai // Remote Sens., 2023, vol. 15, No. 8, 2186.
- Ganyushkin D., Chistyakov K., Derkach E. et al.** Glacier recession in the Altai Mountains after the LIA Maximum // Remote Sens., 2022, vol. 14, No. 6, 1508.
- Ganyushkin D.A., Chistyakov K.V., Volkov I.V. et al.** Present glaciers of Tavan Bogd Massif in the Altai Mountains, Central Asia, and their changes since the Little Ice Age // Geosciences, 2018, vol. 8, No. 11, p. 414.
- Guo W., Liu Sh., Xu J. et al.** The second Chinese glacier inventory: Data, methods and results // J. Glaciol., 2015, vol. 61, No. 226, p. 357–372.
- Kadota T., Davaa G.** A preliminary study on glaciers in Mongolia // Proc. of the 2nd Int. Workshop on Terrestrial Change in Mongolia. Ulaanbaatar, Mongolia, Inst. Meteorol. and Hydrol., 2004, p. 100–102.
- Kadota T., Davaa G.** Recent glacier variations in Mongolia // Annal. Glaciol., 2007, No. 46, p. 185–188.
- Kadota T., Davaa G., Kalsan P. et al.** Glaciological research in the Mongolian Altai, 2003–2009 // Bull. Glaciol. Res., 2011, vol. 29, p. 41–50.
- Kamp U., Krumwiede B., McManigal K. et al.** The glaciers of Mongolia. Denver, CO, USA, Univ. Colorado, 2013, 43 p.
- Kamp U., Pan C.** Inventory of glaciers in Mongolia, derived from Landsat imagery from 1989 to 2011 // Geografiska Annal. Ser. A, Phys. Geogr., 2015, vol. 97, No. 4, p. 653–669.
- Krumwiede B.S., Kamp U., Leonard G.J. et al.** Recent glacier changes in the Mongolian Altai Mountains: Case studies from Munkh Khaikhan and Tavan Bogd // Global Land Ice Measurements from Space / J.S. Kargel et al. (eds.). Berlin; Heidelberg, Springer Berlin–Heidelberg, 2014, p. 481–508.
- Kurowsky L.** Die Hohe der Schneegrenze mit besonderer Berücksichtigung der Finsteraargorngruppe // Pencks Geogr. Abhandlungen, 1891, Bd. 5, S. 115–160 (in German).
- Lilun W., Chaohai L., Ping W.** Modern glaciers in Altai Mountains of China // Acta Geogr. Sinica, 1985, vol. 40, No. 2, p. 142–153 (in Chinese with English abstract).
- Linsbauer A., Paul F., Haeberli W.** Modeling glacier thickness distribution and bed topography over entire mountain ranges with glabtop: Application of a fast and robust approach // J. Geophys. Res.: Earth Surface, 2012, vol. 117, No. 3, p. 1–17.

Liu S., Shangguan D., Xu J. et al. Glaciers in China and their variations // *Global Land Ice Measurements from Space*. Berlin; Heidelberg, Germany, Springer, 2014, p. 583–608.

Paul F., Bolch T. Glacier changes since the Little Ice Age // *Geomorphology of Proglacial Systems: Landform and Sediment Dynamics in Recently Deglaciated Alpine Landscapes* / T. Heckmann, D. Morche (eds.). Cham, Switzerland, Springer Int. Publ., 2019, p. 23–42.

Paul F., Linsbauer A. Modeling of glacier bed topography from glacier outlines, central branch lines, and a DEM // *Int. J. Geogr. Inform. Sci.*, 2012, vol. 26, No. 7, p. 1173–1190.

Petrakov D., Shpuntova A., Aleinikov A. et al. Accelerated glacier shrinkage in the Ak-Shyrak massif, Inner Tien Shan, during 2003–2013 // *Sci. Total Environ.*, 2016, vol. 562, p. 364–378.

Rabatel A., Francou B., Soruco A. et al. Current state of glaciers in the tropical Andes: A multi-century perspective on glacier evolution and climate change // *The Cryosphere*, 2013, vol. 7, No. 1, p. 81–102.

Shiyin L.I.U. The 2nd Glacier Inventory of China // *Annal. Glaciol.*, 2009, vol. 50, No. 53, p. 1–4.

Stokes C.R., Andreassen L.M., Champion M., Corner G. Widespread and accelerating glacier retreat on the Lyngen Peninsula, northern Norway, since their “Little Ice Age” maximum // *J. Glaciol.*, 2018, vol. 64, No. 243, p. 100–118.

Syromyatina M.V., Kurochkin Y.N., Bliakharskii D.P., Chistyakov K.V. Current dynamics of glaciers in the Tavan Bogd Mountains (Northwest Mongolia) // *Environ. Earth Sci.*, 2015, vol. 74, No. 3, p. 1905–1914.

Zemp M., Paul F., Hoelzle M., Haeblerli W. Glacier fluctuations in the European Alps, 1850–2000: an overview and spatio-temporal analysis of available data / B. Orlove et al. (eds.). Darkening Peaks: Glacier Retreat. Science, and Society. Berkeley, US, Univ. California Press, 2008, p. 152–167.

URL: <https://www.glacru.ru/> (дата обращения: 01.02.2025).

URL: <https://www.glims.org/> (дата обращения: 03.02.2025).

URL: <http://westdc.westgis.ac.cn> (дата обращения: 03.05.2020).

URL: <https://data.bris.ac.uk/data/dataset/s5hqmjcdj8yo2ibzi9b4ew3sn> (дата обращения: 02.05.2025).

References

Bjamba Zh., Selivanov E.I. Present glaciation of Mongolia. *Izv. VGO [Bulletin of All-Union Geographical Society]*, 1971, vol. 103, No. 3, p. 249–254 (in Russian).

Galakhov V.P., Red'kin A.G. Present and Past Glaciation of Tabyin-Bogdo-Ola Mountain Knot. *Geografiya i prirodopolzovanie Sibiri [Geogr. Nat. Manag. Sib.]*, 2001, No. 4, p. 153–175 (in Russian).

Ganyushkin D.A., Bantsev D.V., Griga S.A. et al. Reduction of glaciers of the South Chuya Range (Altai) since the maximum of the Little Ice Age. *Led i Sneg [Ice and Snow]*, 2024, vol. 64, No. 4, p. 497–512 (in Russian).

Ganyushkin D.A., Konkova O.S., Chistyakov K.V. et al. Shrinking of the glaciers in East Altai (Shapshal Center) after the maximum of the Little Ice Age. *Led i Sneg [Ice and Snow]*, 2021, vol. 61, No. 4, p. 500–520 (in Russian).

Ganyushkin D.A., Kunaeva E.P., Chistyakov K.V., Volkov I.V. Interpretation of glaciogenic complexes from satellite images of the Mongun-Taiga Mountain Range. *Geografiya i prirodnye resursy [Geogr. Nat. Resour.]*, 2018, vol. 39, No. 1, p. 63–72.

Ganyushkin D.A., Chistyakov K.V., Volkov I.V. et al. Modern data on glaciation of the northern slope of Tavan-Bogdo-Ola

massif (Altai). *Led i Sneg [Ice and Snow]*, 2017, vol. 57, No. 3, p. 307–325 (in Russian).

Macheret Yu.Ya. *Radiozondirovanie lednikov [Radar Probing of Glaciers]*. Moscow, Nauchnyi Mir, 2006, 389 p. (in Russian).

Macheret Yu.Ya., Kutuzov S.S., Matskovsky V., Lavrentiev I. On the assessment of the volume of ice of mountain glaciers. *Led i Sneg [Ice and Snow]*, 2013, vol. 53, No. 1, p. 5–15 (in Russian).

Moskalenko I.G., Ganyushkin D.A., Chistyakov K.V. Modern and ancient glaciation of northern slope of the Tavan-Bogdo-Ola massif. *Led i Sneg [Ice and Snow]*, 2013, vol. 53, No. 3, p. 33–44 (in Russian).

Nikitin S.A. Regularities of the distribution of glacial ice in the Russian Altai, assessment of their reserves and dynamics. *Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovaniy [Data of Glaciological Studies]*, 2009, No. 107, p. 87–96 (in Russian).

Nosenko G.A., Nikitin S.A., Khromova T.E. Glacier area and volume changes in the Mountain Altai (Russia) since the mid-twentieth century from space imagery data. *Led i Sneg [Ice and Snow]*, 2014, vol. 54, No. 2, p. 5–13 (in Russian).

Okishev P.A. *Rel'ef i oledenenie Russkogo Altaja [Relief and glaciation of the Russian Altai]*. Tomsk, Tomsk Univ. Press, 2011, 382 p. (in Russian).

Petrakov D.A., Lavrentiev I.I., Kovalenko N.V., Usabaliev R.A. Ice thickness, volume and current changes of the Sary-Tor Glacier area (Ak-Shyrak massif, Inner Tian Shan). *Earth's Cryosphere*, 2014, vol. XVIII, No. 3, p. 83–91.

Revyakin V.S., Muhametov R.M. Dynamics of the glaciers of Tabyin-Bogdo-Ola. *Glyatsiologiya Sibiri [Glaciol. Sib.]*, 1993, vol. 19, No. 3, p. 83–92 (in Russian).

Revyakin V.S., Okishev P.A. Present-day glaciation of r. Argut upper basin. *Glyatsiologiya Altaya [Glaciol. Altai]*, 1970, No. 6, p. 29–36 (in Russian).

Sapozhnikov V.V. *Po Altayu [Along the Altai]*. Moscow, Geografiz, 1949, 580 p. (in Russian).

Seliverstov Y.P., Moskalenko I.G., Chistyakov K.V. Glaciation of the northern slope of Tavan-Bogdo-Ola massif and its dynamics. *Izv. RGO [Proc. Russ. Geogr. Soc.]*, 2003, vol. 135, No. 5, p. 1–16 (in Russian).

Toropov P.A., Aleshina M.A., Nosenko G.A. et al. Modern degradation of mountain glaciation of Altai, its consequences and possible causes. *Meteorologia i Hidrologia [Meteorology and Hydrology]*, 2020, No. 5, p. 118–130 (in Russian).

Tronov M.V. *Sovremennoe oledenenie Altaja [Modern Glaciation of Altai]*. Tomsk, Tomsk, Univ. Press, 1948, 526 p. (in Russian).

Tronov M.V. *Ocherki oledeneniya Altaja [Essays of the Altai Glacierization]*. Moscow, Geografiz, 1949, 373 p. (in Russian).

Khromova T.Y., Nosenko G.A., Glazovsky A.F. et al. New Inventory of the Russian glaciers based on satellite data (2016–2019). *Led i Sneg [Ice and Snow]*, 2021, vol. 61, No. 3, p. 341–358 (in Russian).

Chistyakov K.V., Ganyushkin D.A., Kurochkin Y.N. Present state and dynamics of glacio-nival systems of Mongun-Taiga and Tavan-Bogdo-Ola mountain massifs. *Led i Sneg [Ice and Snow]*, 2015, vol. 55, No. 1, p. 49–60 (in Russian).

Aizen V.B., Kuzmichenok V., Surazakov A.B. Glacier changes in central and northern Tien Shan during the last 140 years based on surface and remote sensing data. *Annal. Glaciol.*, 2006, vol. 43, No. 1, p. 202–213.

Earl L., Gardner A. A satellite-derived glacier inventory for North Asia. *Annal. Glaciol.*, 2016, vol. 57, No. 71, p. 50–60.

Frey H., Machguth H., Huss M. et al. Estimating the volume of glaciers in the Himalayan–Karakoram region using different methods. *The Cryosphere*, 2014, vol. 8, No. 6, p. 2313–2333.

- Ganyushkin D., Bantcev D., Derkach E. et al. Post-Little Ice Age glacier recession in the North-Chuya Ridge and dynamics of the Bolshoi Maashei Glacier, Altai. *Remote Sens.*, 2023, vol. 15, No. 8, 2186. – <https://doi.org/10.3390/rs15082186>
- Ganyushkin D., Chistyakov K., Derkach E. et al. Glacier recession in the Altai Mountains after the LIA Maximum. *Remote Sens.*, 2022, vol. 14, No. 6, 1508. – <https://doi.org/10.3390/rs14061508>
- Ganyushkin D.A., Chistyakov K.V., Volkov I.V. et al. Present glaciers of Tavan Bogd Massif in the Altai Mountains, Central Asia, and their changes since the Little Ice Age. *Geosciences*, 2018, vol. 8, No. 11, p. 414.
- Guo W., Liu Sh., Xu J. et al. The second Chinese glacier inventory: Data, methods and results. *J. Glaciol.*, 2015, vol. 61, No. 226, p. 357–372. DOI: 10.3189/2015JoG14J209.
- Kadota T., Davaa G. A preliminary study on glaciers in Mongolia. In: *Proc. of the 2nd Int. Workshop on Terrestrial Change in Mongolia*. Ulaanbaatar, Mongolia, Inst. Meteorol. and Hydrol., 2004, p. 100–102.
- Kadota T., Davaa G. Recent glacier variations in Mongolia. *Annal. Glaciol.*, 2007, No. 46, p. 185–188.
- Kadota T., Davaa G., Kalsan P. et al. Glaciological research in the Mongolian Altai, 2003–2009. *Bull. Glaciol. Res.*, 2011, vol. 29, p. 41–50. DOI: 10.5331/bgr.29.41.
- Kamp U., Krumwiede B., McManigal K. et al. *The glaciers of Mongolia*. Denver, CO, USA, Univ. Colorado, 2013, 43 p.
- Kamp U., Pan C. Inventory of glaciers in Mongolia, derived from Landsat imagery from 1989 to 2011. *Geografiska Annal. Ser. A, Phys. Geogr.*, 2015, vol. 97, No. 4, p. 653–669.
- Krumwiede B.S., Kamp U., Leonard G.J. et al. Recent glacier changes in the Mongolian Altai Mountains: Case studies from Munkh Khaikhan and Tavan Bogd. In: *Global Land Ice Measurements from Space* / J.S. Kargel et al. (eds.). Berlin, Heidelberg, Springer Berlin–Heidelberg, 2014, p. 481–508.
- Kurowsky L. Die Hohe der Schneegrenze mit besonderer Berücksichtigung der Finsteraargorngruppe. *Pencks Geogr. Abhandlungen*, 1891, Bd. 5, S. 115–160 (in German).
- Lilun W., Chaohai L., Ping W. Modern glaciers in Altai Mountains of China. *Acta Geogr. Sinica*, 1985, vol. 40, No. 2, p. 142–153 (in Chinese with English abstract).
- Linsbauer A., Paul F., Haeberli W. Modeling glacier thickness distribution and bed topography over entire mountain ranges with glabtop: Application of a fast and robust approach. *J. Geophys. Res.: Earth Surface*, 2012, vol. 117, No. 3, p. 1–17.
- Liu S., Shangguan D., Xu J. et al. Glaciers in China and their variations. In: *Global Land Ice Measurements from Space*. Berlin; Heidelberg, Germany, Springer, 2014, p. 583–608.
- Paul F., Bolch T. Glacier changes since the Little Ice Age. In: *Geomorphology of Proglacial Systems: Landform and Sediment Dynamics in Recently Deglaciated Alpine Landscapes* / T. Heckmann, D. Morche (eds.). Cham, Springer Int. Publ., 2019, p. 23–42. – https://doi.org/10.1007/978-3-319-94184-4_2
- Paul F., Linsbauer A. Modeling of glacier bed topography from glacier outlines, central branch lines, and a DEM. *Int. J. Geogr. Inform. Sci.*, 2012, vol. 26, No. 7, p. 1173–1190.
- Petrakov D., Shpuntova A., Aleinikov A. et al. Accelerated glacier shrinkage in the Ak-Shyirak massif, Inner Tien Shan, during 2003–2013. *Sci. Total Environ.*, 2016, vol. 562, p. 364–378.
- Rabatel A., Francou B., Soruco A. et al. Current state of glaciers in the tropical Andes: A multi-century perspective on glacier evolution and climate change. *The Cryosphere*, 2013, vol. 7, No. 1, p. 81–102.
- Shiyin L.I.U. The 2nd Glacier Inventory of China. *Annal. Glaciol.*, 2009, vol. 50, No. 53, p. 1–4.
- Stokes C.R., Andreassen L.M., Champion M., Corner G. Widespread and accelerating glacier retreat on the Lyngen Peninsula, northern Norway, since their “Little Ice Age” maximum. *J. Glaciol.*, 2018, vol. 64, No. 243, p. 100–118.
- Syromyatina M.V., Kurochkin Y.N., Bliakharskii D.P., Chistyakov K.V. Current dynamics of glaciers in the Tavan Bogd Mountains (Northwest Mongolia). *Environ. Earth Sci.*, 2015, vol. 74, No. 3, p. 1905–1914.
- Zemp M., Paul F., Hoelzle M., Haeberli W. Glacier fluctuations in the European Alps, 1850–2000: an overview and spatio-temporal analysis of available data. In: B. Orlove et al. (eds.). *Darkening Peaks: Glacier Retreat, Science, and Society*. Berkeley, US, Univ. California Press, 2008, p. 152–167.
- URL: <https://www.glacru.ru/> (last visited: 01.02.2025).
- URL: <https://www.glims.org/> (last visited: 03.02.2025).
- URL: <http://westdc.westgis.ac.cn> (last visited: 03.05.2020).
- URL: <https://data.bris.ac.uk/data/dataset/s5hqmjcdj8yo2ibzi-9b4ew3sn> (last visited: 02.05.2025).

*Поступила в редакцию 21 марта 2025 г.,
после доработки – 2 июня 2025 г.,
принята к публикации 16 июня 2025 г.*

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ КРИОСФЕРЫ

УДК 551.345; 556.3
DOI: 10.15372/KZ20250405
EDN: UVONNY

МЕТОДИКА ПРИМЕНЕНИЯ БЕСПИЛОТНЫХ АВИАЦИОННЫХ СИСТЕМ
ДЛЯ ОЦЕНКИ МОРФОМЕТРИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИК НАЛЕДЕЙ

А.А. Осташов^{1,*}, О.М. Макарьева¹, А.В. Мазурок², Н.В. Нестерова¹, А.А. Землянскова¹

¹ Санкт-Петербургский государственный университет,
199034, Санкт-Петербург, Университетская наб., 7–9, Россия
² ООО «АФС Лидер», 195277, Санкт-Петербург, Пироговская наб., 21, Россия

* Автор для контакта; e-mail: andrey.ostashov@gmail.com

Наледе широко распространены в криолитозоне. Оценка их морфометрических характеристик связана с техническими трудностями, значительными временными и трудовыми затратами при использовании контактных полевых методов. В статье предлагается методика определения площади и объема наледе методом аэрофотосъемки с использованием постобработки данных с глобальных навигационных спутниковых систем, которая позволяет достигать сантиметровой точности определения высотных и плановых координат. На основе данных полевых работ на Анмангындинской наледе в 2021–2023 гг., включающих результаты 21 аэрофотосъемки как в период образования, так и в период стаивания наледе при помощи беспилотных авиационных систем, а также материалов наземных геодезических высокоточных профилей были рассчитаны площади и объемы объекта на даты съемок. Максимальный объем наледе изменялся от 6.71 млн м³ 30.03.2023 г. до 5.17 млн м³ 24.03.2022 г. и составил 5.41 млн м³ 24.05.2021 г. Рассчитанная средневзвешенная толщина льда варьируется от 0.50 до 1.69 м. Средняя погрешность определения средней толщины наледе методом аэрофотосъемки по сравнению с наземными геодезическими измерениями после выявления и корректировки систематической ошибки составляет 11 %. Сравнительный анализ площади наледе по спутниковым снимкам Sentinel-2 и аэрофотосъемке показал, что погрешность определения площади по космическим снимкам в бесснежный период составляет 11 %, в период залегания снежного покрова – 38 %.

Ключевые слова: наледе, Анмангындинская наледе, беспилотные авиационные системы, аэрофотосъемка, объем наледе, площадь наледе.

Ссылка для цитирования: Осташов А.А., Макарьева О.М., Мазурок А.В., Нестерова Н.В., Землянскова А.А. Методика применения беспилотных авиационных систем для оценки морфометрических характеристик наледей // Криосфера Земли, 2025, т. XXIX, № 4, с. 64–74. DOI: 10.15372/KZ20250405. EDN: UVONNY.

METHOD OF USING UNMANNED AERIAL SYSTEMS FOR ASSESSMENT
OF MORPHOMETRIC CHARACTERISTICS OF AUFEIS

A.A. Ostashov^{1,*}, O.M. Makarieva¹, A.V. Mazurok², N.V. Nesterova¹, A.A. Zemlianskova¹

¹ Saint Petersburg State University, Universitetskaya nab.,
7–9, Saint Petersburg, 199034 Russia
² AFS Lider LLC, Pirogovskaya nab. 21, Saint Petersburg, 195277 Russia

*Corresponding author; e-mail: andrey.ostashov@gmail.com

Aufeis are widespread in the permafrost zone. Morphometric characteristics are indicators of the aufeis dynamics and can be used in theoretical research and for practical purposes. Their assessment is associated with technical difficulties, significant time and labor costs when using contact field methods. In this paper, we propose a technique for determining the area and volume of aufeis by aerial photography using post-processing of data from global navigation satellite systems. It makes it possible to achieve centimeter accuracy in determining altitude and plan coordinates. The areas and volumes of the object on the dates of surveys were calculated based on the data of field work at the Anmangyndinskaya aufeis during 2021–2023. A total of 21 aerial photographs were processed during both the formation and melting periods of aufeis using unmanned aerial systems and materials from high-precision ground geodetic profiles. The maximum ice volume varied from 6.71 million m³ on 30.03.2023 to 5.17 million m³ on 24.03.2022, and amounted to 5.41 million m³ on 24.05.2021. The calculated weighted average of ice thickness varies from 0.50 to 1.69 m. The mean error in determining the average aufeis thickness by aerial photography compared to ground-based geodetic measurements is 11 % after identifying and

adjusting for the systematic error. A comparative analysis of the aufeis area was performed using Sentinel-2 satellite images and aerial photography. The error in determining the area using space images during the snow-free period is 11 %, and during the period of snow cover – 38 %.

Keywords: *aufeis, Anmangyndinskaya aufeis, unmanned aerial systems, aerial photography, aufeis volume, aufeis area.*

ВВЕДЕНИЕ

На территории многолетней мерзлоты широкое распространение получили наледи подземных вод – слоистые ледяные массивы, образующиеся при замерзании природных вод у постоянно действующих родников в пределах одних и тех же участков земной поверхности [Алексеев и др., 2021]. Наледи влияют на внутри- и межгодовое перераспределение речного стока [Соколов, 1975], а также являются участками развития опасных явлений, оказывающих влияние на жизнедеятельность человека, таких как термокарст, термоэрозия, криогенное пучение и т. д. Кроме того, наледи представляют собой важный возобновляемый водно-ледовый ресурс [Алексеев и др., 2021].

В последнее десятилетие отмечается изменчивость процессов наледеобразования в различных природно-климатических условиях, признаки которой можно использовать для индикации комплексного состояния многолетней мерзлоты в труднодоступных районах [Алексеев, 2016; Makarieva et al., 2019; Gagarin et al., 2020]. Важными характеристиками, позволяющими судить о динамике наледных процессов, являются площадь и объем наледи. Оценка динамики объема льда наледей наземными методами является трудоемкой задачей, применение беспилотных авиационных систем (БАС) позволяет упростить ее решение.

В последнее время БАС все чаще используют при исследовании различных географических объектов из-за относительной доступности, высокой скорости съемки и качества получаемой информации [Черноморец, 2018; Colomina, 2014; Sheremetskaya, 2018]. Метод применяют и для проведения наблюдений за наледями [Гагарин и др., 2017; Gagarin et al., 2020]. Оценка погрешности определения морфометрических характеристик наледей при помощи БАС приведены в [Gagarin et al., 2020]. В исследовании [Grib et al., 2020] произведен мониторинг площади наледи с помощью БАС в период нарастания. В работах [Alfredsen et al., 2018; Rødtang et al., 2021] представлен опыт использования БАС для оценки ледовой обстановки на реках.

Благодаря использованию фотограмметрических технологий с помощью БАС можно получить объективные геометрические характеристики наледи. Периодичность съемки позволяет обеспечивать мониторинг изучаемого процесса или явления [Grib et al., 2020]. Также БАС является существенным дополнением при комплексном исследовании объекта. Первичной разведкой на основе

БАС можно определить расположение источников и бугров пучения для формирования и корректирования программы исследований, включающей отбор проб, точечные наблюдения за нарастанием и стаиванием льда и др. [Макарьева и др., 2021]. Данные БАС также используются для проверки спутниковых данных.

Изучение наледей чаще всего происходит в арктической зоне или на приравненных к ней по климатическим условиям территориях, что накладывает дополнительные ограничения и создает специфические условия для работы [Ходак и др., 2021].

Цель исследования – усовершенствовать и апробировать методику применения БАС для мониторинга процессов формирования и стаивания гигантских наледей на примере Анмангындинской наледи (Магаданская область).

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

К основным задачам, решаемым с помощью БАС в вопросах наледеведения, можно отнести: определение морфометрических характеристик и их динамики в пространстве и времени; составление ландшафтных карт наледных полей; оценку русловых процессов в зоне наледеобразования; идентификацию мест разгрузки наледеобразующих вод путем дешифрирования бугров пучения.

Факторы, определяющие качество съемки.

Важными факторами качества получаемой информации являются степень перекрытия кадров, скорость движения беспилотника, модель камеры, время суток и погодные условия.

Высота съемки определяет пространственное разрешение получаемых в результате обработки ортофотоплана и цифровой модели рельефа (ЦМР). Съемка по заранее запланированным маршрутам обеспечивает равномерность покрытия объекта кадрами, повышая надежность получаемого результата, что особенно важно для мониторинга объекта.

Контроль светочувствительности (ISO) обеспечивает отсутствие засветов и достаточную детализацию снимков. При ISO > 500 (применимо к камере DJI Phantom 4 pro v.2) с высокой долей вероятности наледь будет засвечена, и при обработке алгоритм не будет находить общих точек поверхности на смежных снимках. Такая же проблема возникает при выпадении на поверхность наледи снега, создающего монотонную сложно дешифрируемую поверхность.

Подготовка к съемке. Границы съемки определяются исходя из конфигурации наледной поляны при условии, что на границу наледной поляны приходится несколько снимков. Это можно сделать с помощью дешифрирования спутниковых снимков. Далее, в проектировщике полетных заданий (например, [https://fly.teofly.com/]) создается проект (рис. 1, а), в котором рассчитывается покрытие зоны исследования маршрутами беспилотника с учетом бокового и продольного перекрытия кадров, скорости беспилотника, частоты съемки, высоты полета. Значения этих параметров задаются исходя из площади и формы наледи, требуемой точности получаемых в процессе съемки данных, инструкции по применению БАС, временных и человеческих ресурсов.

Для проведения настоящего исследования была использована высота съемки 150 м над точкой взлета. Итоговое разрешение ортофотоплана составляло 4.1 см, что позволяло рассчитать морфометрические характеристики с высокой точностью. Поперечное перекрытие составляло 55 %, продольное – 89 %. Съемка производилась в надире. Средняя скорость движения БАС составляла 9 м/с. В качестве БАС использовался DJI Phantom 4 pro, модернизированный набором Teokit.

Производство съемки. Съемка производилась в полетном программном обеспечении (ПО),

была использована программа Litchi (см. рис. 1, в). Для проведения работ необходимо выбрать подходящие условия освещения и погодные условия (отсутствие сильного ветра, осадков, тумана, температуры воздуха ниже -40°C). Перед съемкой устанавливается антенна, использующая глобальные навигационные спутниковые системы (ГНСС), на запись статических наблюдений с частотой 1 Гц или чаще, при этом необходимо обеспечить ее работоспособность в течение всего периода съемки. Для статических наблюдений авторами использовался приемник PrinCe i50. При низких температурах воздуха для непрерывности данных стационарный приемник утеплялся специальным чехлом, внутрь которого закладывались химические тепловые стельки, также осуществлялась “горячая” замена аккумуляторов в ГНСС-приемнике спустя 2.5 часа работы. На антенне беспилотника при этом задается запись с частотой 5 или 10 Гц. При отсутствии внештатных ситуаций съемка происходит по полетному заданию с возвращением на точку взлета для замены аккумуляторов при необходимости. В зимний период расход энергии аккумуляторов остается прежним (даже при температуре -50°C). Для корректной работы температура аккумулятора должна быть выше 0°C , при необходимости аккумулятор следует прогреть.

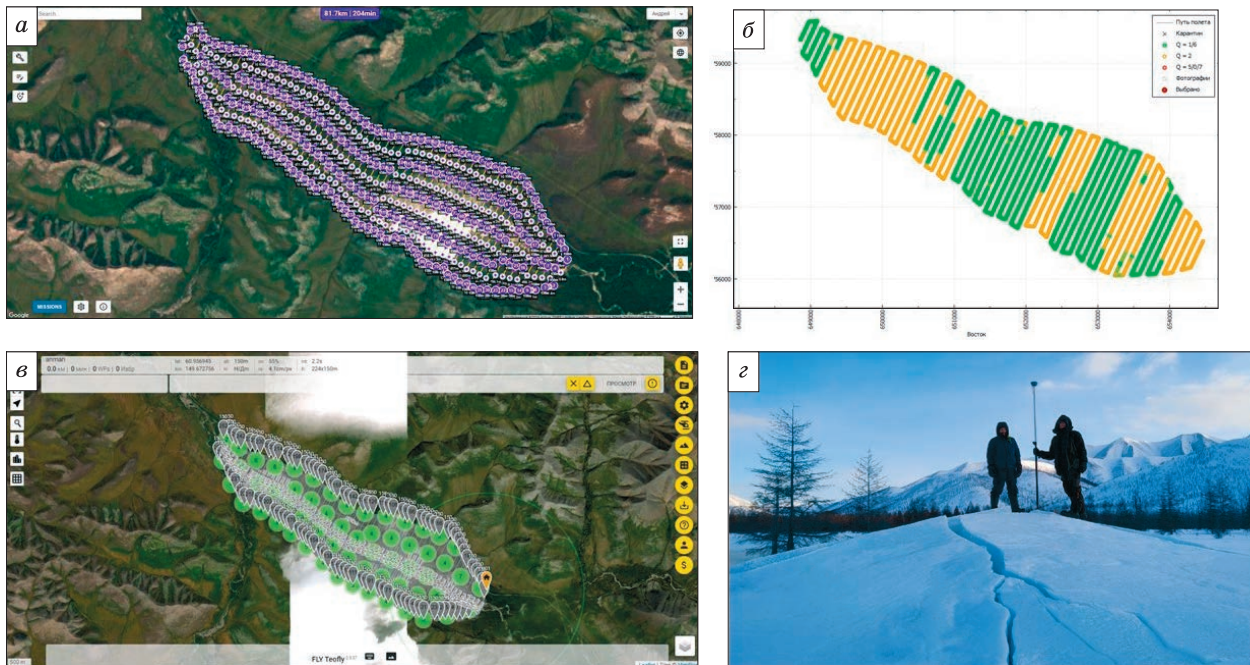


Рис. 1. Подготовка к проведению исследований, обработка результатов и геодезическое профилирование Анмангындинской наледи.

а – формирование полетного задания в веб-интерфейсе [https://fly.teofly.com/]; б – скриншот из программы Teobox, присваивание уточненных координат центрам снимков; в – скриншот из полетной программы Litchi с проектом Анмангындинской наледи; г – проведение геодезического профилирования на Анмангындинской наледи, 2022 г.

Для оценки точности назначаются опорные точки и измеряются их координаты с помощью ГНСС-съемки в режиме Real Time Kinematic (RTK). Для этой задачи использовался приемник PrinCe i30. В качестве опорных точек на наледи можно использовать нанесение отличительного знака баллончиком с краской на поверхность льда при условии выполнения съемки в тот же день, однако при использовании опознаков необходимо учитывать возможное протаивание льда при сильном нагревании поверхности опознака.

По завершении первой половины съемки производится скачивание фотографий с БАС и замена карты памяти на пустую для беспрепятственной записи новых данных (заполненность карты памяти не должна превышать 50 % во избежание пропуска записи). По окончании работы данные с БАС переносятся на жесткий диск компьютера или внешний жесткий диск. В программе Agisoft Metashape непосредственно с места съемки производится проверка полноты записи данных. В случае пропусков отдельные части полетного задания выполняются повторно.

Продолжительность съемки Анмангындинской наледи при отсутствии технических проблем в среднем составляет 4 ч. Съемка производится с использованием автомобиля при движении вдоль трассы, на которой размечены точки взлета БАС. Оптимальным является выполнение съемки командой в составе двух человек. Для полного выполнения маршрута съемки используются 8 аккумуляторов для БАС. Фотографии, полученные по результатам съемки (около 5000 шт.), имеют общий размер около 40 Гб. Результаты статических наблюдений и данные с ГНСС-платы дрона также скачиваются с приборов на компьютер для последующей обработки. Вес данных файлов составляет не более 2 Гб. Зимой диапазон времени, пригодный для съемки, сильно ограничивается временем захода солнца, и в декабре составляет 6 ч (с 9:00 до 15:00). Наличие орографических препятствий еще больше усугубляет проблему нехватки света, а длинные тени негативно влияют на обработку аэрофотосъемки (АФС).

Обработка аэрофотосъемки. Камеральную обработку можно разделить на две части: геодезическую и фотограмметрическую. Первая часть представляет собой совместную обработку данных с ГНСС-приемника и ГНСС-устройства беспилотника, позволяющую уточнить координаты центров снимков для повышения точности получаемых ЦМР. Первый этап (РРК – post processing kinematic) производится в ТЕОBOX РРК ВОТ и Teobox (см. рис. 1, б) или аналогах.

Камеральная обработка результатов съемки производится в фотограмметрическом программном обеспечении, например, Agisoft Metashape. Для определения площади наледи рассчитывается

ортофотоплан наледи, а для определения объема – цифровая модель рельефа, включающая поверхность наледи и земли. Характеристики полученных ЦМР и ортофотопланов зависят от задаваемой точности расчетов, высоты съемки, качества кадров. При наличии на наледи растительности (затопленный лес) и других препятствий необходимо выполнить фильтрацию данных (плотного облака точек), чтобы исключить влияние растительности на результат расчета ЦМР.

Поверхности полученных ЦМР сравниваются с отметками опорных точек. По результатам сравнения рассчитывается ошибка съемки, включая точность съемки опорных точек, систематические и случайные погрешности, проводится оценка условий съемки и задаваемых параметров с точки зрения влияния на точность ЦМР.

Расчет площадей. Средствами геоинформационных систем (ГИС) рассчитывается площадь объекта по дешифровочному признаку по ортофотоплану. В исследовании для анализа использовалось ПО ArcGIS 10.6. Для выделения льда используется классификация пикселей раstra на кластеры по ISO и цвету. Для определения границ наледи на летних съемках применяется инструмент “Maximum Likelihood Supervised Classification”, учитывающий статистическое распределение и значения цветовых каналов в рамках одного кластера. Для его использования необходимо обучить модель распознавания при помощи оцифровки эталонных участков наледи и других определяемых объектов (лес, аллювиальные отложения, горные массивы, водная поверхность). Результатом работы инструмента является растр, разделенный на кластеры по параметрам, полученным в процессе обучения. Кластеры, относящиеся к наледи, конвертируются в векторный полигональный слой, который вручную очищается от ошибок, допущенных автоматическим методом обработки. После проверки и внесения исправлений определяется площадь полигона наледи методами пространственного анализа в прямоугольной системе координат, подходящей для данной местности (WGS_1984_UTM_Zone_55N в нашем случае).

При определении площади наледи в зимний период для уточнения границ необходимо учитывать несколько факторов. С помощью инструмента классификации можно выделить обводненные участки и участки льда без снега. На большей части наледи лед при наличии снежного покрова методом дешифрирования или классификации определить невозможно. Для дальнейшего уточнения границы следует использовать данные наземных наблюдений. В настоящем исследовании использовались профили, выполненные посредством ГНСС-съемки в режиме RTK (Real Time Kinematic) (см. рис. 1, з). При съемке приемник устанавли-

ливается на земную поверхность, измеряются плановые координаты и высотная отметка. Одновременно производится фиксация типа подстилающей поверхности (лед, земля), измеряются толщина снежного покрова и глубина воды на поверхности в точке съемки.

Расчет объемов. Для расчета объема наледи предусмотрен алгоритм сравнения ЦМР, полученных по результатам двух съемок – с наледью и без наледи. Модели вычитаются друг из друга с целью получения раstra значений, содержащих мощность наледи на дату съемки. Для этого используется инструмент геообработки в среде ArcGIS – “Raster calculator”. Для ускорения расчета можно изменять разрешение выходного раstra и проводить расчет только в границе наледи на конкретную дату. При наличии на поверхности льда снежного покрова необходимо вычесть его толщину из полученного раstra. Поскольку распределение снежного покрова на наледной поляне зимой крайне неравномерное, рекомендуется делать ручные замеры по маршрутам, отмечая геопозицию точки измерений. На основе интерполяции толщины снежного покрова можно получить его приближенное распределение, которое используется для корректировки объема льда. Для этого посредством интерполяции данных ГНСС-профилей формируется растр толщины снежного покрова, который вычитается из ЦМР по АФС. Для результирующего раstra (рис. 2) оценивается средневзвешенное значение толщины. Данное значение умножается на площадь наледи, результатом является объем наледи, рассчитываемый по фор-

муле: $W = hS_n$, где W – объем наледи; h – средняя толщина льда в теле наледи; S_n – площадь наледи на дату съемки.

Объект исследования. Объектом исследования, репрезентативным для территории Северо-Востока России, является Анмангындинская наледь, расположенная в Магаданской области в районе 152–159 км Тенькинской трассы, в 30 км к юго-востоку от пос. Усть-Омчуг. В 1960–1990-е годы на ней проводились исследования и мониторинг наледных процессов, что позволяет восстановить исторический ряд наблюдений и оценить изменения, произошедшие под влиянием потепления климата. Площадь наледной поляны составляет 7.2 км². Максимальная мощность наледи, по историческим сведениям, достигала 7 м [Букаев, 1969]. Комплексные исследования на ней проводятся с июля 2020 г. по настоящее время [Макарьева и др., 2021; Землянская и др., 2023; Olenchenko et al., 2023].

На наледи проводятся регулярные детальные крупномасштабные аэрофотосъемки в целях фиксации и изучения процессов образования наледи, формирования бугров пучения, миграции источников изливающихся вод, а также для определения площади и объема наледного льда.

В настоящей работе проанализированы данные 21 детальной съемки в разные фазы развития наледи. Из них 14 съемок выполнено в теплый период года во время активного таяния наледи, а 7 съемок – в период формирования наледи. Пригодными к расчету площади оказались 18 АФС, а рассчитать объем льда удалось для 15 АФС. Не-

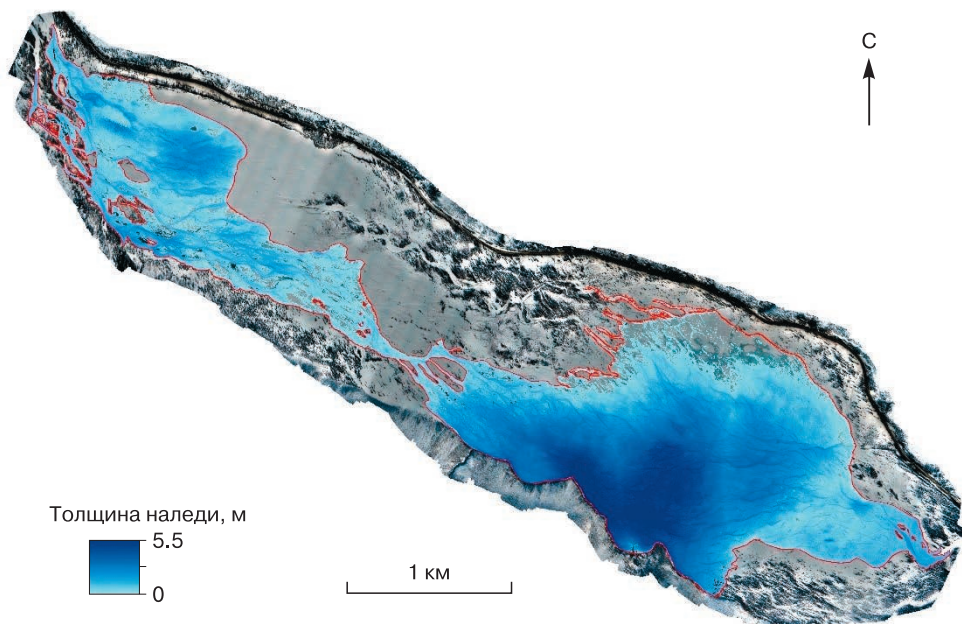


Рис. 2. Вид ортофотоплана с толщиной Анмангындинской наледи за 13.04.2023 г.

Красная линия – граница наледи.

возможность расчета площади и объема для нескольких съемок связаны в основном с техническими неполадками используемого оборудования и человеческим фактором.

РЕЗУЛЬТАТЫ ПРИМЕНЕНИЯ МЕТОДИКИ НА АНМАНГЫНДИНСКОЙ НАЛЕДИ

На основе представленной методики были рассчитаны морфометрические характеристики Анмангындинской наледи, а именно площадь и объем наледного льда, за разные даты. Результаты расчета приведены в табл. 1.

Наблюдения выполнялись на протяжении трех лет, особо подробно оказались освещены период таяния наледи летом 2021 г. и период ее формирования в 2022 г. Максимальный объем наледи был получен за 30.03.2023 и составил 6.71 млн м³. Максимальный объем за 2021 год составил 5.41 млн м³ (24.05.2024), за 2022 год – 5.17 млн м³ (24.03.2022). Рассчитанная средневзвешенная толщина льда варьируется от 0.50 до 1.69 м. По данным съемок БАС максимальной площади наледь достигла 09.05.2022 и была равна 4.33 м².

При стаивании мощность наледи сначала равномерно убывает до момента, когда начинают таять тонкие участки наледи (<1 м). Затем средняя толщина начинает выравниваться и может даже увеличиться по мере исчезновения тонких участков при наличии мощного куполообразного блока, затем резко убывает. Площадь и объем наледи при таянии убывают сначала быстро, затем этот процесс замедляется, график таяния напоминает форму гиперболы (рис. 3).

Таблица 1. Морфометрические характеристики Анмангындинской наледи по результатам аэрофотосъемки с 2021 по 2023 г.

№ п/п	Дата	Средняя толщина льда, м	Площадь наледи, млн м ²	Объем наледи, млн м ³
1	24.05.2021	1.41	3.83	5.41
2	28.06.2021	1.04	1.29	1.34
3	03.07.2021	0.89	0.91	0.80
4	12.07.2021	0.72	0.45	0.32
5	24.07.2021	0.58	0.22	0.12
6	31.07.2021	0.58	0.12	0.07
7	15.08.2021	0.62	0.06	0.03
8	07.09.2021	0	0	0
9	16.12.2021	0.50	2.45	1.23
10	16.01.2022	0.81	3.25	2.63
11	16.02.2022	0.98	3.95	3.86
12	24.03.2022	1.22	4.24	5.17
13	09.05.2022	–	4.33	–
14	02.06.2022	1.32	2.93	3.88
15	07.06.2022	–	2.32	–
16	06.07.2022	–	0.61	–
17	17.07.2022	–	–	–
18	04.08.2022	–	–	–
19	22.12.2022	–	–	–
20	30.03.2023	1.69	3.98	6.71
21	13.04.2023	1.62	4.06	6.58

Нарастание наледи обуславливается равномерным увеличением средней толщины наледи и объема. Площадь наледи растет пока не достигнуты границы наледной поляны или пределы роста,

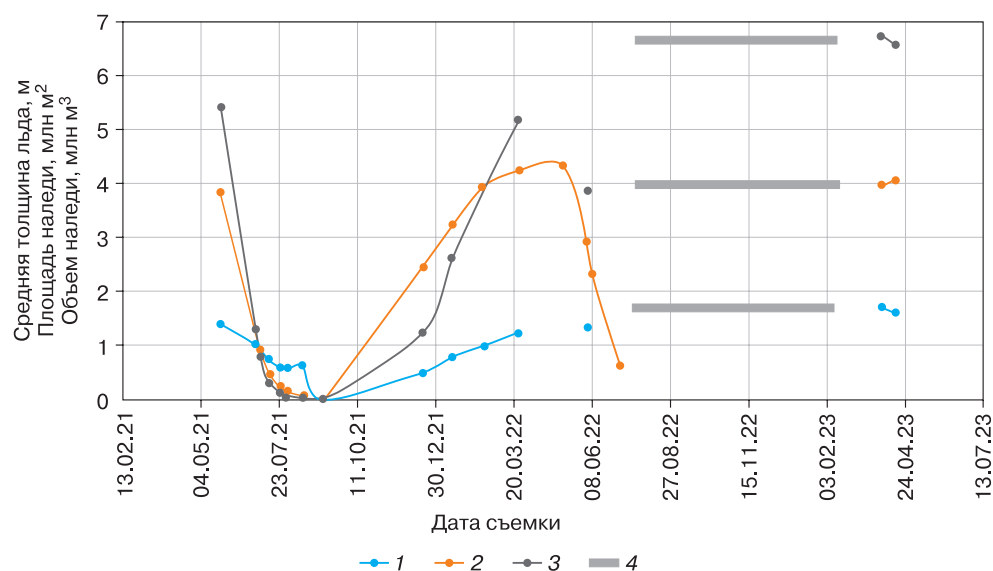


Рис. 3. Сводный график морфометрических характеристик, определенных по результатам обработки аэрофотосъемки за 2021–2023 гг.

1 – средняя толщина льда; 2 – площадь наледи; 3 – объем наледи; 4 – нет данных.

после этого перестает расти, объем и средняя толщина при этом увеличиваются. Подробно изменение морфометрических характеристик Анмангындинской наледи описано в [Землянскова и др., 2023].

На рис. 3 можно заметить, что объем и средняя толщина наледи за дату 30.03.2023 больше, чем за 13.04.2023, при этом площадь наледи меньше. Это может быть связано с погрешностью определения средней толщины льда и, следовательно, объема.

На ортофотоплане 07.09.21 наледного льда обнаружено не было, соответственно датой полного стаивания следует считать конец августа – начало сентября. В 2022 г. дата полного исчезновения льда приходится на первую декаду августа. Период 2023–2024 гг. характеризуется образованием наледи-перелетка.

Оценка точности расчета площади и объема. Погрешности измерения объема льда состоят из погрешностей определения площади наледи и средней толщины льда. В летний период погрешность измерения площади наледи из-за хорошо дешифрируемых признаков льда на наледной поляне, а также высокого разрешения ортофотоплана и правильно выбранной картографической проекции составляет меньше 1 %. В зимний период она изменяется в зависимости от детальности наземных уточняющих наблюдений и перекрытия льда снежным покровом. К сожалению, работа по оценке погрешности определения площади наледи в зимний период комплексным методом не была

проведена из-за трудоемкости поиска границы наледи под снегом.

Расчет средней толщины наледи приносит больше неопределенности в формирование конечной погрешности расчета. Ошибки могут появляться на нескольких этапах:

- условия съемки;
- эксплуатация дрона и ГНСС-оборудования;
- расчет Post Processing Kinematic (PPK);
- расчет АФС;
- расчет площади наледи;
- расчет средней толщины наледи.

На каждом из этих этапов можно допустить ошибку, связанную с человеческим фактором. При неблагоприятных условиях съемки, к которым относится недостаточное освещение, туман, осадки, сильный ветер, свежавывавший снежный покров, может расти ошибка независимо от остальных стадий обработки. В процессе съемки есть вероятность падения дрона из-за некорректного управления или суровых погодных условий. Расчет РРК требует внимательного заполнения геодезической информации, выбора методики обработки, аккумуляции нужных данных и их предобработки. Расчет раstra средней толщины наледи может быть затруднен исключением снежного покрова из-за пестроты его распределения, что вносит субъективность в расчет.

На всех этапах, исключая первый, есть вероятность уменьшения точности за счет технических особенностей эксплуатации оборудования и программного обеспечения.

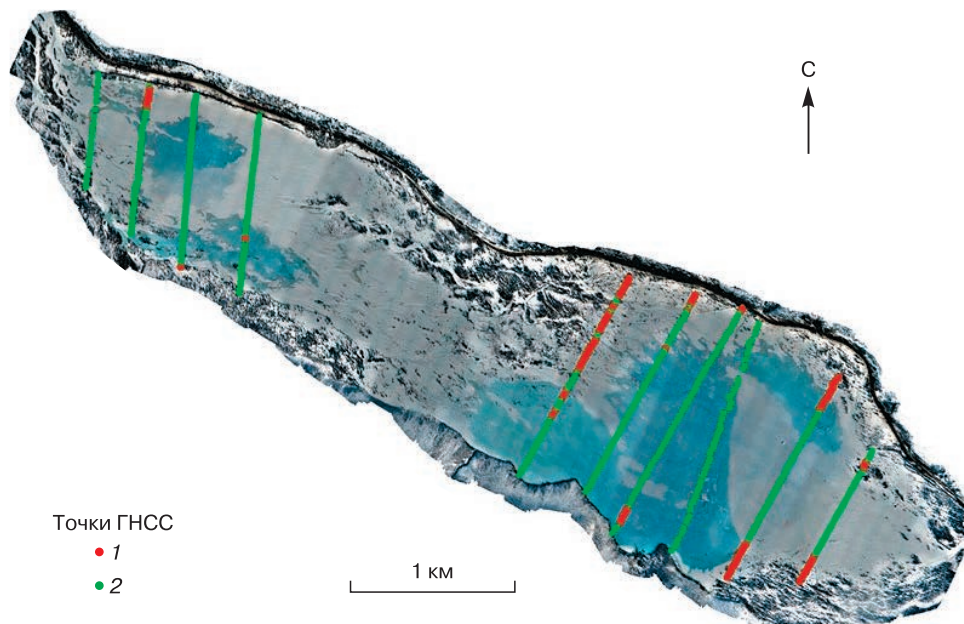


Рис. 4. Расположение профилей ГНСС (глобальной навигационной спутниковой системы) на ортофотоплане за 13.04.2023 г.

1 – земля; 2 – наледь.

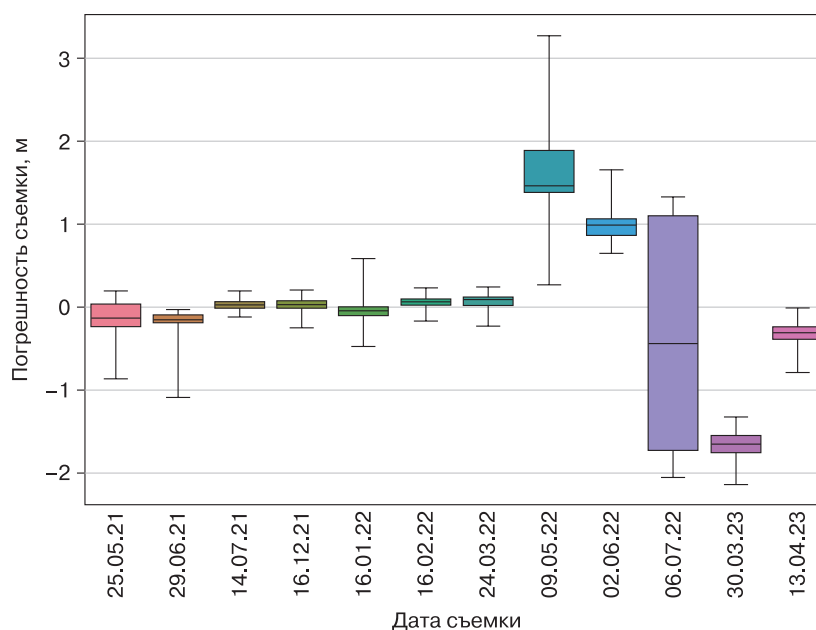


Рис. 5. Диаграмма размаха погрешности определения толщины наледи по результатам обработки данных аэрофотосъемки при сравнительном анализе с ГНСС-профилями.

Для анализа погрешности определения объема наледи использовались наземные наблюдения толщины льда при помощи ГНСС-оборудования. Было назначено 10 профилей поперек наледи (рис. 4), содержащих в среднем по 55 точек. Дата съемки отличалась от даты производства профилей не больше, чем на 7 дней. Профили имели закрепленные точки на местности, и измерение каждый раз производилось в одном и том же месте с пространственной точностью 10 см. Помимо высотной и плановых отметок фиксировалась толщина снежного покрова, а также наличие или отсутствие наледи в данной точке. ГНСС-приемник (ровер) устанавливался на поверхность наледи/земли, минуя снежный покров. Точность измерения высотной отметки в режиме РТК составляет до 3 см, что позволяет использовать данный вид измерений в качестве эталона.

Для каждой съемки выполнялся сравнительный анализ высот, полученных из ГНСС-профилей и извлеченных из ЦМР по результатам обработки АФС. Анализировались только точки с наледью. Толщина снежного покрова прибавлялась к высотной отметке профиля для проведения анализа. Разброс ошибок для каждой съемки представлен на рис. 5 и в табл. 2.

На рис. 5 наблюдается разноплановая картина. Съемки до 24.03.2022 включительно характеризуются небольшим среднеквадратичным отклонением (СКО), не превышающим 0.22 м. Максимальная ошибка при этом не превышает -0.86 м. Для съемки 14.07.2021 СКО составляет всего

0.07 м, а максимальная ошибка равна 0.19 см, что является лучшим результатом при обработке.

Начиная со съемки 09.05.2022 значение СКО равно 0.71 м, среднее значение ошибки составляет 1.7 м. Аналогичная ситуация со съемкой 06.07.2022, где значение СКО составляет 1.41 м, а средняя ошибка -2.06. По распределению ошибок можно заметить, что размах значений в этих двух съемках больше всех остальных, равно как и величина выбросов. Большая величина ошибки связа-

Таблица 2. Анализ погрешностей аэрофотосъемки по данным наземных наблюдений

№ п/п	Дата съемки	Количество точек	Средняя ошибка, м	СКО, м	Максимальная ошибка, м
1	25.05.2021	105	-0.12	0.22	-0.86
2	29.06.2021	109	-0.14	0.07	-0.31
3	14.07.2021	59	0.04	0.07	0.19
4	16.12.2021	121	0.03	0.09	-0.24
5	16.01.2022	142	-0.04	0.12	0.59
6	16.02.2022	399	0.06	0.07	0.24
7	24.03.2022	428	0.07	0.08	0.25
8	09.05.2022	454	1.7	0.71	3.26
9	02.06.2022	136	1.0	0.17	1.66
10	06.07.2022	50	-0.33	1.41	-2.06
11	30.03.2023	159	-1.65	0.15	-2.13
12	13.04.2023	106	-0.31	0.14	-0.78

Примечание. СКО – среднеквадратичное отклонение.

на с плохими ГНСС-данными, получаемыми дроном с помощью AGNSS-платы. При расчете РПК большинство решений для уточненной координаты снимков были плавающими, что и повлияло на общую точность расчета. Плавающие решения, в свою очередь, являлись следствием неправильного крепления AGNSS-антенны к разъему дрона, что приводило к нарушению работы системы позиционирования и некачественным исходным данным. По результатам обработки таких съемок надежно можно получить только площадь наледи.

Съемки 02.06.2022, 30.03.2023 и 13.04.2023 имеют большое среднее значение ошибки от -1.65 до 1.0 м, но небольшое СКО < 0.17 м. При этом СКО характеризует разброс значений друг относительно друга, а среднее значение ошибки характеризует смещение полученных значений от "0" – эталонных данных. Таким образом, был сделан вывод, что есть систематическая ошибка, связанная с вертикальным смещением диапазона данных на условную величину, которая близка к среднему значению ошибки. Эта ошибка была устранена путем корректировки значений ЦМР на величину ошибки.

Подводя итог, можно утверждать, что средняя ошибка вычисления высотных отметок на поверхности наледи в съемках без влияния объективных и субъективных факторов составляет 0.12 м. Относительная ошибка определения средневзвешенной толщины наледи составляет 11% .

Площадь наледи определяется значительно проще, чем объем. Для этого используются данные дистанционного зондирования Земли (ДЗЗ) [Алексеев и др., 2021; Makarieva et al., 2019]. Однако при использовании спутниковых снимков существуют погрешности, связанные с качеством и разрешением снимков, а также наличием четких дешифровочных признаков наледи. Препятствовать надежному распознаванию наледи на спутниковом снимке может снежный покров. Для оценки

погрешности определения площади наледи по спутниковым снимкам за холодный и теплый периоды года был проведен сравнительный анализ определения площади наледи по спутниковым снимкам и АФС.

Для сравнения были отобраны АФС и спутниковые снимки, даты которых отличаются не более чем на 3 дня для летнего периода и не более 6 дней для зимнего.

На зимних снимках в качестве дешифровочного признака наличия наледи использовались области голубого цвета, подтверждающие наличие ледового покрова. Комбинированный метод определения площади с помощью БАС и наземных наблюдений был принят за эталон. Результаты приведены в табл. 3.

По результатам, представленным в табл. 3, можно сделать вывод, что ошибка определения площади в зимний период может достигать 59% . Минимальная ошибка равна 24% и относится к данным за май, когда негативное влияние снежного покрова снижается из-за активного снеготаяния. Средняя ошибка составляет 38% . Площадь наледи, полученная методом дешифрирования спутниковых снимков, всегда оказывается меньше величины, полученной на основе БАС. Это связано с невозможностью дешифрирования наледи с воздуха под снежным покровом с помощью визуальных признаков. Комбинированный метод предполагает наличие данных по изменению высоты земной поверхности в точке, по подстилающей поверхности из наземных наблюдений, по контурам наледи с предыдущих съемок. Указанные преимущества делают комбинированный метод более надежным, чем дешифрирование по ДЗЗ. При этом, используя только АФС, есть риск определить площадь некорректно из-за небольшой толщины наледи по краям наледной поляны и сильной вариативности толщины снежного покрова.

Таблица 3. Сравнительный анализ площадей, определенных методом АФС и ДЗЗ в период наличия снежного покрова

Дата снимка	Площадь наледи ДЗЗ, км ²	Дата съемки БАС	Площадь наледи БАС, км ²	Ошибка определения площади по ДЗЗ, %
12.01.2022	1.95	16.01.2022	3.25	40
16.02.2022	2.57	16.02.2022	3.95	35
26.03.2022	1.75	24.03.2022	4.24	59
05.05.2022	3.30	09.05.2022	4.33	24
28.03.2023	2.52	30.03.2023	3.98	37
07.04.2023	2.57	13.04.2023	4.06	37

Примечание. ДЗЗ – дистанционное зондирование Земли, БАС – беспилотные авиационные системы, АФС – аэрофотосъемка.

Таблица 4. Сравнительный анализ площадей, определенных методом АФС и ДЗЗ в бесснежный период

Дата снимка	Площадь наледи ДЗЗ приведенная, км ²	Дата съемки БАС	Площадь наледи БАС, км ²	Ошибка определения приведенной площади по ДЗЗ, %	Время между ДЗЗ и БАС, сут
16.07.2020	0.37	15.07.2020	0.31	-18	1
29.06.2021	1.33	28.06.2021	1.29	-3	1
06.07.2021	0.81	03.07.2021	0.91	11	3
21.07.2021	0.19	24.07.2021	0.22	13	-3
13.08.2021	0.07	15.08.2021	0.06	-18	-2
12.05.2022	4.13	09.05.2022	4.32	4	3
04.06.2022	3.06	02.06.2022	2.89	-6	2

Для бесснежного периода выбирались снимки, наиболее приближенные по времени к дате АФС, так как таяние наледи в летний период идет очень быстро, а толщина и площадь стаивания сильно изменяются. Для сравнения было выбрано 7 съемок, отвечающих вышеприведенным условиям. Для устранения погрешности на таяние наледи между АФС и ДЗЗ к площади по ДЗЗ вводилась поправка. Она рассчитывалась исходя из средней скорости таяния на временном промежутке между смежными АФС. Результаты сравнительного анализа ДЗЗ и АФС для бесснежного периода представлены в табл. 4.

Согласно табл. 4, средняя ошибка определения площади по ДЗЗ составляет 11 %, минимальная составляет 3 %, максимальная – 18 %. Ошибку более 10 % содержат площади $<1 \text{ км}^2$, что свидетельствует об увеличении влияния разрешения снимков на результат при уменьшении определяемых площадей. При площади наледи $>1 \text{ км}^2$ ошибка не превышала 6 %.

В бесснежный период для надежного определения площади наледи можно использовать только визуальные признаки. При этом АФС имеет разрешение ортофотоплана до 10 см/пиксел. Разрешение открытых спутниковых данных обычно составляет первые десятки метров на пиксел, что и определяет основную погрешность при определении площади.

ВЫВОДЫ

Оценка морфометрических характеристик наледей (площадь и объем) методом фотограмметрии позволяет получить более точные результаты и требует меньших временных и трудовых затрат на выполнение мониторинга, чем методы наземной съемки. Одним из очевидных преимуществ использования метода фотограмметрии является скорость получения первичных данных. Эти обстоятельства указывают на продуктивность и целесообразность использования БАС для мониторинга морфометрических характеристик наледей.

В работе представлена методика использования БАС, включающая описание факторов, определяющих качество съемки, предполетную подготовку, производство съемки, обработку АФС, расчет площади и объема наледи.

Всего была выполнена 21 съемка, по всем съемкам удалось определить площадь наледи и для 15 съемок – объем наледи.

Анализ погрешностей определения объема на примере Анмангындинской наледи показал, что метод имеет среднюю ошибку 11 %, что позволяет говорить о достаточно высокой точности расчета и применимости метода для определения морфометрических характеристик наледей. Определение площади наледи в период отсутствия снежного

покрова по результатам дешифрирования ортофотоплана происходит надежно из-за четко различимых границ наледи и высокого разрешения ортофотоплана.

Определение площади наледи в зимний период связано с проблемой перекрытия льда снежным покровом, поэтому дешифрирование может быть связано с большими погрешностями. При наличии точных высотных отметок и при равномерном снежном покрове можно по общей разнице с летней ЦМР определить положение границы наледного льда. Однако при сильной вариативности снежного покрова или при толщине льда, сопоставимой с толщиной снега, это может привести к погрешностям. Наилучшим вариантом определения площади наледи зимой является комплексный подход, сочетающий в себе учет прошлых АФС, хорошо дешифрируемых натеков, разницы с летней ЦМР и наземными наблюдениями.

Таким образом, при обработке АФС в режиме РРК в бесснежный период можно надежно определять площадь и объем наледи без дополнительных наземных наблюдений, однако для контроля рекомендуется использовать опознаки. Для периода нарастания наледи метод применим с условием, что снежный покров имеет небольшой разброс толщины в контуре наледной поляны или же будут проведены дополнительные исследования для получения распределения его толщины.

Ортофотопланы, получаемые в результате АФС, можно использовать для крупномасштабного картирования наледных полей, процессов наледообразования, наледных ландшафтов.

Благодарности. Исследование проведено при поддержке Санкт-Петербургского государственного университета в рамках проекта «Комплексная оценка естественных и антропогенных факторов интенсификации водообменных процессов криолитозоны в условиях изменения климата» (ID PURE 103963992).

Литература

- Алексеев В.Р.** Многолетняя изменчивость родниковых наледей-тарынов // Лед и снег, 2016, т. 56, № 1, с. 73–93.
- Алексеев В.Р., Макарьева О.М., Шихов А.Н. и др.** Атлас гигантских наледей-тарынов Северо-Востока России. Новосибирск, Изд-во СО РАН, 2021, 302 с.
- Букаев Н.А.** Основные закономерности режима гигантских наледей в верховьях р. Колымы (на примере Анмангындинской наледи) // Наледи Сибири. М., Наука, 1969, с. 62–78.
- Гагарин Л.А., Волгушева Н.Э., Башарин Н.И.** Использование беспилотных летательных аппаратов в геоэкологических исследованиях // Природные ресурсы и экология Дальневосточного региона: Материалы II Междунар. науч.-практ. форума. Хабаровск, 2017, вып. 2, с. 13–16.
- Землянскова А.А., Алексеев В.Р., Шихов А.Н. и др.** Многолетняя динамика гигантской Анмангындинской наледи на Северо-Востоке России (1962–2021 гг.) // Лед и снег, 2023, т. 63, № 1, с. 71–84.

Макарьева О.М., Нестерова Н.В., Осташов А.А. и др. Перспективы развития комплексных междисциплинарных гидролого-мерзлотных исследований на Северо-Востоке России // Вестн. СПбГУ. Науки о Земле, 2021, т. 66, № 1, с. 74–90.

Соколов Б.Л. Налеи и речной сток. Л., Гидрометеиздат, 1975, 190 с.

Ходак А.В., Сивцов В.А., Курашов И.М. и др. Особенности картографирования местности в экстремальных условиях Арктики посредством беспилотных летательных аппаратов // Моя профессиональная карьера, 2021, т. 1, № 26, с. 115–118.

Черноморец С.С., Петраков Д.А., Алейников А.А. и др. Прорыв озера Башкара (Центральный Кавказ, Россия) 1 сентября 2017 года // Криосфера Земли, 2018, т. XXII, № 2, с. 70–80.

Alfredsen K., Haas C., Tuhtan J.A. et al. Brief communication: Mapping river ice using drones and structure from motion // The Cryosphere, 2018, No. 12, p. 627–63.

Colomina I., Molina P. Unmanned aerial systems for photogrammetry and remote sensing // J. Photogram. Remote Sens., 2014, vol. 92, p. 79–97.

Gagarin L., Wu Q., Melnikov A. et al. Morphometric analysis of groundwater icings: Intercomparison of estimation techniques // Remote Sens., 2020, No. 12, p. 18.

Grib N., Melnikov A., Grib G. et al. Use of unmanned aerial systems for assessing the dynamics of hazardous engineering and geocryological processes on linear facilities // E3S Web Conf., 2020, vol. 192, p. 8.

Makarieva O.M., Shikhov A.N., Ostashov A.A., Nesterova N.V. Historical and recent aufeis in the Indigirka River basin (Russia) // Earth Syst. Sci. Data, 2019, vol. 11 (1), p. 409–420.

Olenchenko V., Zemlianskova A., Makarieva O., Potapov V. Geocryological structure of a giant spring aufeis glade at the Anmangynda River (Northeastern Russia) // Geosciences (Switzerland), 2023, vol. 13, No. 11, p. 328.

Rødtang E., Alfredsen K., Juárez A. Drone surveying of volumetric ice growth in a steep river // Remote Sens., 2021, vol. 2, p. 11.

Sheremetskaya E.D., Ivanov M.M., Voroshilov E.V. et al. Using UAV large-scale aerial photography for studying hazardous geomorphological processes // Proc. of the Int. Conf. “InterCarto. InterGIS”. Petrozavodsk, 2018, vol. 24, No. 2, p. 158–170.

URL: <https://fly.teofly.com> (дата обращения: 20.03.2025).

References

Alexeev V.R. Long-term variability of the spring taryn-aufeis. *Led i Sneg [Ice and Snow]*, 2016, vol. 56, No. 1, p. 73–93 (in Russian).

Alexeev V.R., Makarieva O.M., Shikhov A.N. et al. Atlas gigantiskikh naledei-tarynov Severo-Vostoka Rossii [Atlas of Giant Aufeis-Taryn of the North-East of Russia]. Novosibirsk, Izd-vo SO RAN, 2021, 302 p. (in Russian).

Bukaev N.A. Basic patterns of the regime of giant aufeis in the upper reaches of the Kolyma River (using the Anmangyndinskaya aufeis as an example). In: *Naledi Sibiri [Aufeis of Siberia]*. Moscow, Nauka, 1969, p. 62–78 (in Russian).

Gagarin L.A., Volgusheva N.E., Basharin N.I. Use of unmanned aerial vehicles in geocryological studies. In: *Natural resources and ecology of the Far Eastern region: Proc. of the II Int. Scientific and Practical Forum*. Khabarovsk, 2017, iss. 2, p. 13–16 (in Russian).

Zemlianskova A.A., Alekseev V.R., Shikhov A.N. et al. Long-term dynamics of the Huge Anmangynda aufeis in the North-East of Russia (1962–2021). *Led i sneg [Ice and Snow]*, 2023, vol. 63, No. 1, p. 71–84 (in Russian).

Makarieva O.M., Nesterova N.V., Ostashov A.A. et al. Perspectives of the development of complex interdisciplinary hydrological and geocryological research in the North-East of Russia. *Vestnik of SPbSU [Bulletin of St. Petersburg University State Earth Sciences]*, 2021, vol. 66, No. 1, p. 74–90. – <https://doi.org/10.21638/spbu07.2021.105>

Sokolov B.L. *Naledi i rechnoi stok [Aufeis and River Runoff]*. Leningrad, Gidrometeoizdat, 1975, 190 p. (in Russian).

Khodak A.V., Sivtsov V.A., Kurashov I.M. et al. Features of terrain mapping in extreme Arctic conditions using unmanned aerial vehicles. *Moya professionalnaya kar'era [My professional career]*, 2021, vol. 1, No. 26, p. 115–118 (in Russian).

Chernomoret S.S., Petrakov D.A., Aleynikov A.A. et al. The outburst of Bashkara glacier lake (Central Caucasus, Russia) on September 1, 2017. *Earth's Cryosphere*, 2018, vol. XXII, No. 2, p. 61–70.

Alfredsen K., Haas C., Tuhtan J.A. et al. Brief Communication: Mapping river ice using drones and structure from motion. *The Cryosphere*, 2018, No. 12, p. 627–633. – <https://doi.org/10.5194/tc-12-627-2018>, 2018

Colomina I., Molina P. Unmanned aerial systems for photogrammetry and remote sensing. *J. Photogram. Remote Sens.*, 2014, vol. 92, p. 79–97. – <http://doi.org/10.1016/j.isprsjprs.2014.02.013>

Gagarin L., Wu Q., Melnikov et al. Morphometric analysis of groundwater icings: Intercomparison of estimation techniques. *Remote Sens.*, 2020, No. 12, p. 18. – <https://doi.org/10.3390/rs12040692>

Grib N., Melnikov A., Grib G. et al. Use of unmanned aerial systems for assessing the dynamics of hazardous engineering and geocryological processes on linear facilities. *E3S Web Conf.*, 2020, vol. 192, p. 8. – <https://doi.org/10.1051/e3sconf/202019204006>

Makarieva O.M., Shikhov A.N., Ostashov A.A., Nesterova N.V. Historical and recent aufeis in the Indigirka River basin (Russia). *Earth Syst. Sci. Data*, 2019, vol. 11 (1), p. 409–420.

Olenchenko V., Zemlianskova A., Makarieva O., Potapov V. Geocryological structure of a giant spring aufeis glade at the Anmangynda River (Northeastern Russia). *Geosciences (Switzerland)*, 2023, vol. 13, No. 11, p. 328. DOI: 10.3390/geosciences13110328.

Rødtang E., Alfredsen K., Juárez A. Drone surveying of volumetric ice growth in a steep river. *Remote Sens.*, 2021, vol. 2, p. 11. DOI: 10.3389/rsr.2021.767073.

Sheremetskaya E.D., Ivanov M.M., Voroshilov E.V. et al. Using UAV large-scale aerial photography for studying hazardous geomorphological processes. In: *Proc. of the Int. Conf. “InterCarto. InterGIS”*. Petrozavodsk, 2018, vol. 24, No. 2, p. 158–170.

URL: <https://fly.teofly.com> (last visited: 20.03.2025).

*Поступила в редакцию 27 марта 2025 г.,
после доработки – 14 мая 2025 г.,
принята к публикации 14 июня 2025 г.*

ХРОНИКА

УДК 551.34
DOI: 10.15372/KZ20250406
EDN: YGCDFP

МАРК МИХАЙЛОВИЧ ШАЦ
(29.01.1944–23.09.2024)

М.Н. Железняк, В.В. Шепелев, И.И. Сыромятников*

*Институт мерзлотоведения им. П.И. Мельникова СО РАН,
677010, Якутск, ул. Мерзлотная, 36, Россия*

**Автор для контакта; e-mail: igor@mpi.ysn.ru*

23 сентября 2024 г. на 81-м году жизни после тяжелой продолжительной болезни ушел из жизни ветеран Института мерзлотоведения им. П.И. Мельникова СО РАН, кандидат географических наук Марк Михайлович Шац. Он был известным специалистом в области региональной геокриологии, дистанционного исследования криолитозоны и геоэкологии северных территорий. Марк Михайлович останется в памяти как видный ученый-мерзлотовед.

Ключевые слова: геокриология, геоэкология, тепловой режим грунтов, дистанционные исследования.

Ссылка для цитирования: Железняк М.Н., Шепелев В.В., Сыромятников И.И. Марк Михайлович Шац (29.01.1944–23.09.2024) // Криосфера Земли, 2025, т. XXIX, № 4, с. 75–77. DOI: 10.15372/KZ20250406. EDN: YGCDFP.

MARK MIKHAILOVICH SHATZ
(January 29, 1944–September 23, 2024)

M.N. Zheleznyak, V.V. Shepelev, I.I. Syromyatnikov*

*Melnikov Permafrost Institute, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences,
Merzlotnaya St. 36, Yakutsk, 677010 Russia*

**Corresponding author; e-mail: igor@mpi.ysn.ru*

Mark Mikhailovich Shatz, Candidate of Geographical Sciences, passed away on September 23, 2024, at the age of 81, after a long serious illness. He worked at the Melnikov Permafrost Institute in Yakutsk for several decades where he became a renowned specialist in the fields of regional geocryology, remote sensing of permafrost regions, and northern geoenvironmental studies. Dr. Shatz will be remembered as a remarkable permafrost researcher.

Keywords: geocryology, geoenvironmental research, ground thermal regime, remote sensing.





Подземная научная лаборатория ИМЗ СО РАН (2006 г.).

Слева направо: директор института, д.т.н. Р.В. Чжан; президент Республики Саха (Якутия) В.А. Штыров; ведущий научный сотрудник, к.г.н. М.М. Шац; министр образования и науки Российской Федерации А.А. Фурсенко.

Марк Михайлович Шац родился 29 января 1944 г. в Перми в семье служащих. В 1951 г. вместе с родителями переехал в Якутск. В 1961 г. после окончания школы поступил в Якутский государственный университет на биолого-географический факультет по специальности география, который окончил в 1966 г.

С августа по ноябрь 1966 г. М.М. Шац работал учителем географии в средней школе № 3 г. Якутска, после чего был призван на срочную военную службу. После прохождения службы в армии он работал старшим техником-геологом в Якутской тематической экспедиции ПГО “Якутскгеология”.

В 1969 г. Марк Михайлович поступил на работу в Институт мерзлотоведения СО АН СССР на должность старшего лаборанта. В 1970 г. он был назначен на должность младшего научного сотрудника и в это же время начал самостоятельные региональные геокриологические исследования в Алтае-Саянской горной стране, включая Минусинские впадины и хр. Кузнецкий Алатау. В 1978 г. в издательстве “Наука” вышла монография М.М. Шаца “Геокриологические условия Алтае-Саянской горной страны”. В сентябре того же года он успешно защитил в Институте географии СО АН СССР (г. Иркутск) кандидатскую диссертацию по теме “Географические закономерности

распространения мерзлых пород в Алтае-Саянской горной стране”.

Марк Михайлович возглавлял направление по разработке дистанционной съемки в эколого-геокриологических исследованиях и реализации их результатов в районах интенсивного освоения криолитозоны. Под его научным руководством и при непосредственном участии были выполнены исследования фундаментального и прикладного характера в Южно-Якутском ТПК, на месторождениях полезных ископаемых в Северо-Восточной и Южной Якутии, по трассам АЯМа и БАМа, в Нижнем Приангарье. М.М. Шац принимал участие в составлении крупных картографических обобщений: “Мерзлотно-ландшафтная карта Якутской АССР” и “Атлас Дальневосточного экономического района”.

С 1991 по 2012 г. Марк Михайлович Шац был ученым секретарем диссертационного совета Д 003.25.01 при ИМЗ СО РАН, внес большой вклад в подготовку и защиту докторских и кандидатских диссертаций. По его инициативе впервые в республике в 2004 г. было составлено и издано научно-практическое пособие “Диссертационная работа”.

М.М. Шац активно участвовал в общественной жизни института. Не раз избирался в состав

профсоюзного комитета, возглавлял Совет молодых ученых. В 2003–2014 гг. он возглавлял лекторскую группу Института мерзлотоведения СО РАН. Читал научно-популярные лекции для многочисленных отечественных и зарубежных курсов, делегаций и гостей института.

Марк Михайлович уделял большое внимание подготовке студентов Якутского государственного университета. Он преподавал на геологоразведочном и биолого-географическом факультетах, руководил курсовыми и дипломными работами. В 1995 г. подготовил методические указания по дистанционным методам исследований эколого-географической обстановки в криолитозоне.

М.М. Шац пользовался заслуженным авторитетом у коллег и руководства института. Его заслуги получили широкое признание и по достоинству отмечены такими наградами, как медаль им. Н.В. Черского, почетный знак “Серебряная Сигма”; он также неоднократно получал почетные грамоты, благодарности и премии.

Марк Михайлович останется в нашей памяти как видный ученый-мерзлотовед, внесший большой вклад в науку, великолепный лектор, педагог и наставник научной молодежи.

*Поступила в редакцию 5 мая 2025 г.,
принята к публикации 1 июня 2025 г.*