

ISSN 2949-1789

Том 54, Номер 2

Апрель - Июнь 2023



ГЕОМОРФОЛОГИЯ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ



www.sciencejournals.ru



GEOMORFOLOGIYA I PALEOGEOGRAFIYA

(before 2023 – Geomorfologiya)

Vol. 54 No. 2 April – June 2023

FOUNDED 1970

QUARTERLY

Editor-in-Chief

A.V. Panin

Corresponding Member RAS, Dr.Sc. (Geography)
Institute of Geography RAS, Moscow

Deputy Editors-in-Chief

O.K. Borisova – Dr.Sc. (Geography),
A.N. Makkaveyev – Ph.D. (Geography)
Institute of Geography RAS, Moscow

Assistant Editor

E.V. Lebedeva
Ph.D. (Geography)
Institute of Geography RAS, Moscow

Editorial board:

A.V. Borodin – Dr.Sc. (Biology),
Institute of Plant and Animal Ecology UB RAS,
Yekaterinburg
S.A. Bulanov – Dr.Sc. (Geography),
Institute of Geography RAS, Moscow
S.R. Verkulich – Dr.Sc. (Geography), Arctic
and Antarctic Research Institute, Saint Petersburg
A.S. Viktorov – Dr.Sc. (Geography),
Sergeev Institute of Environmental Geoscience RAS,
Moscow
V.N. Golosov – Dr.Sc. (Geography),
Lomonosov Moscow State University, Moscow
L.A. Zhindarev – Dr.Sc. (Geography),
Lomonosov Moscow State University, Moscow
N.V. Karpukhina – Ph.D. (Geography),
Institute of Geography RAS, Moscow
A.V. Kislov – Dr.Sc. (Geography),
Lomonosov Moscow State University, Moscow
I.O. Leont'yev – Dr.Sc. (Geography),
Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow
A.O. Mazarovich – Dr.Sc. (Geology), GIN RAS,
Moscow
G.G. Matishov – Full Member RAS,
Dr.Sc. (Geography), Federal Research Centre
The Southern Scientific Centre RAS,
Rostov-on-Don
D.L. Nikitina – professor, West Chester University,
Pennsylvania, USA
I.S. Novikov – Dr.Sc. (Geology), Institute of Geology
and Mineralogy Siberian Branch RAS, Novosibirsk
C.D. Ollier – professor, University of Western
Australia, Perth, Australia
N.G. Razzhigaeva – Dr.Sc. (Geography),
Pacific Geographical Institute FEB RAS, Vladivostok

Yu.V. Ryzhov – Dr.Sc. (Geography), Institute of the
Earth's crust Siberian Branch RAS;
Irkutsk Research Center Siberian Branch RAS, Irkutsk
A.B. Savinetsky – Dr.Sc. (Biology), Severtsov Institute
of Ecology and Evolution RAS, Moscow
S.N. Sedov – professor, National
Autonomous University of Mexico, Mexico City,
Mexico
O. Slaymaker – professor, University
of British Columbia, Vancouver, Canada
O.N. Solomina – Corresponding Member RAS,
Dr.Sc. (Geography),
Institute of Geography RAS, Moscow
V.G. Trifonov – Dr.Sc. (Geology), Geological Institute
RAS, Moscow
V.E. Tumskey – Dr.Sc. (Geology), Melnikov Permafrost
Institute Siberian Branch RAS, Yakutsk
D. Walling – professor, University of Exeter, Exeter,
Great Britain
A.P. Fedotov – Dr.Sc. (Geology), Limnological Institute
Siberian Branch RAS, Irkutsk
S.V. Kharchenko – Ph.D. (Geography),
Lomonosov Moscow State University, Moscow
R.S. Chalov – Dr.Sc. (Geography),
Lomonosov Moscow State University, Moscow
V.P. Chichagov – Dr.Sc. (Geography),
Institute of Geography RAS, Moscow
S.V. Shvarev – Ph.D. (Technical),
Institute of Geography RAS; Schmidt Institute
of Physics of the Earth of the RAS, Moscow
L.S. Shumilovskikh – Ph.D. (Geography), Georg-August-
University Göttingen, Göttingen, Germany
T.A. Yanina – Dr.Sc. (Geography),
Lomonosov Moscow State University, Moscow

Founders: Russian Academy of Sciences, Institute of Geography Russian Academy of Sciences

The Editorial Staff:

E.A. Karaseva – head of Editorial office (manager editor)

The Editorial Board Address: Staromonetny Lane, 29,
Institute of Geography Russian Academy of Sciences, 119017 Moscow, Russia

Phone: 8 (499) 238-03-60

E-mail: geomorfologiya@mail.ru

The subscription index in Rospechat catalogue 70215

ISSN 2949-1789 (Print)
ISSN 2949-1797 (Online)

СОДЕРЖАНИЕ

Том 54, номер 2, 2023

РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОМОРФОЛОГИЯ

Развитие эвразийских аналогов скэблендов в нижнем бьефе одной из Карельских ГЭС	
<i>А. А. Лукашов, Т. Л. Смоктунович</i>	3
Морфология рельефа внутриледного палеовулкана Дерби-Тайга и прилегающей части Азасского плато (Тоджинская котловина, северо-восточная Тува)	
<i>И. С. Новиков, М. В. Михаревич, С. Г. Прудников</i>	14
Морфодинамика склонов и берегов бухты Нагаева (Охотское море)	
<i>В. Н. Смирнов, Н. А. Горячев, О. Ю. Глушкова, А. Ю. Пахомов</i>	26
Аллювий р. Гейзерной (Камчатка): вещественный состав и особенности формирования	
<i>Е. В. Лебедева, А. Л. Захаров, Д. В. Михалёв</i>	36

ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ РЕЛЬЕФА, ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ

Колебания уровня озера Неро в голоцене	
<i>Е. А. Константинов, Н. В. Карпухина, А. Л. Захаров, С. С. Бричёва, В. Ю. Украинцев, Л. И. Лазукова, А. И. Рудинская</i>	51
Лёссовобразование в Новой Зеландии в последнюю ледниковую эпоху и в современных условиях	
<i>О. К. Борисова</i>	61

НАУЧНЫЕ СООБЩЕНИЯ

Геологическое строение и этапы формирования ледникового рельефа Городокской возвышенности (северо-восток Беларуси)	
<i>А. А. Вашков</i>	80
Экспериментальная оценка механизма размыва в начальной стадии формирования оврага	
<i>Г. А. Ларионов, С. Ф. Краснов, Л. Ф. Литвин, А. В. Горобец, Л. В. Кобыльченко (Куксина), Н. Р. Крючков</i>	97
Геоморфология и история формирования ледниковых образований долины р. Евъваям (Корякское нагорье)	
<i>М. С. Лукьянычева</i>	105

CONTENTS

Vol. 54, No. 2, 2023

REGIONAL GEOMORPHOLOGY

Development of the miniature analogue of the scablands of the west USA in the lower pool of one of the Karelian hydroelectric power stations <i>A. A. Lukashov and T. L. Smoktunovich</i>	3
Morphology of the relief of the intraglacial paleovolcano Derby-Taiga and the adjacent part of the Azass Plateau (Todzha Basin, north-eastern Tuva) <i>I. S. Novikov, M. V. Miharevich, and S. G. Prudnikov</i>	14
Slopes and shore morphodynamics of the Nagaev Bay (Sea of Okhotsk) <i>V. N. Smirnov, N. A. Goryachev, O. Yu. Glushkova, and A. Yu. Pakhomov</i>	26
Geysernaya River alluvium (Kamchatka): composition and features of formation <i>E. V. Lebedeva, A. L. Zakharov, and D. V. Mikhalev</i>	36

HISTORY OF RELIEF DEVELOPMENT, PALEOGEOGRAPHY

Fluctuations of Lake Nero during the Holocene <i>E. A. Konstantinov, N. V. Karpukhina, A. L. Zakharov, S. S. Bricheva, V. Yu. Ukraintsev, L. I. Lazukova, and A. I. Rudinskaya</i>	51
Loess formation in New Zealand during the last glacial epoch and under modern conditions <i>O. K. Borisova</i>	61

SHORT COMMUNICATIONS

The structure and glacial relief of the Gorodok Upland (north-eastern Belarus) <i>A. A. Vashkov</i>	80
Experimental estimate of erosion mechanism at the early stage of gully formation <i>G. A. Larionov, S. F. Krasnov, L. F. Litvin, A. V. Gorobets, L. V. Kobylchenko (Kuksina), and N. R. Kriuchkov</i>	97
Geomorphology and the formation history of glacial materials of the Ev'vayam River valley (Koryak Highlands) <i>M. S. Lukyanycheva</i>	105

УДК 551.435.11(470.22)

РАЗВИТИЕ ЭВОРЗИОННЫХ АНАЛОГОВ СКЭБЛЕНДОВ В НИЖНЕМ БЬЕФЕ ОДНОЙ ИЗ КАРЕЛЬСКИХ ГЭС[#]

© 2023 г. А. А. Лукашов^{1,*}, Т. Л. Смоктунович²

¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, географический факультет, Москва, Россия

² Московский педагогический государственный университет, географический факультет, Москва, Россия

*E-mail: smoluk@yandex.ru

Поступила в редакцию 15.08.2022 г.

После доработки 15.08.2022 г.

Принята к публикации 22.12.2022 г.

Реки Карелии отличаются геологической молодостью, оформившись как флювиальные комплексы лишь в голоцене. Малый возраст в сочетании с прочностью кристаллических пород Балтийского щита обусловили невыработанность их продольного профиля. В основании порогов местами развиваются процессы формирования миниатюрных скэблендов. Подобная гидравлическая ситуация складывалась и у фронта деградирующего ледника. Благоприятны для мощного воздействия на скальное ложе также нижние бьефы плотин ГЭС. На осушенных в ходе гидротехнического освоения отрезках скального ложа полугорных потоков можно встретить следы бурной глубинной эрозии, сопровождавшейся явлениями неизбежной эвразии и гидродинамической кавитации. Показателен миниатюрный скэбленд, выработанный в нижней части крупного порога Маткожня на реке Нижний Выг в зоне Беломорско-Балтийского канала. Почти вся трасса канала проложена по долине этой реки, лишь на отдельных отрезках между шлюзами русло канала пробито в стороне, поэтому там сохранилась почти обезвоженная прежняя долина. Коренные породы обнажаются здесь по всему руслу; многочисленны стаканоподобные формы микрорельефа диаметром и глубиной до первых метров в кристаллических породах докембрия. Вклад эвразии в денудацию кристаллических сланцев в днище долины Выга является весьма значимым, хотя само эвразийно-кавитационное воздействие осуществляется редко и в течение ограниченного времени. Подобные процессы естественного происхождения действовали до создания водохранилищ на порожисто-водопадных участках как в долине Выга, так и других крупных рек Карелии. Аварийные спуски воды через высокие водосливные плотины могли усиливать разрушительное воздействие потока на его коренное ложе. Образование эвразийных микроформ у порога Маткожня является частично техногенно обусловленным. Карельские кавитационно-эвразийные комплексы форм могут рассматриваться как миниатюрные аналоги гигантских позднеплейстоценовых скэблендов северо-запада США, Скандинавии, Алтая.

Ключевые слова: Балтийский щит, продольный профиль рек, плотины на порогах, аномальные расходы на быстринах, эвразия, гидродинамическая кавитация

DOI: 10.31857/S2949178923020068, **EDN:** ECMBDJ

ВВЕДЕНИЕ

В рельефе днищ долин полугорных рек на территории Фенноскандии местами складывается обстановка, напоминающая в миниатюре скэбленды — знаменитые “изрезанные земли” на востоке штата Вашингтон (США). Скэбленд — это эрозионный ландшафт, образовавшийся в результате катастрофического паводка. Впервые термин был введен Д.Х. Бретцем (Bretz, 1923)

именно для описания последствий эрозии базальтового плато Колумбия в результате прорывов вод подпрудного ледникового озера Миссула (Missoula), существовавшего на территории нынешнего штата Монтана. Д.Х. Бретц перенял термин, который наряду с термином “скэброк” использовался фермерами на северо-западе США для описания областей, где денудация удалила рыхлый чехол и обнажила подстилающие породы. Подобные “изрезанные земли” занимают площадь ~40000 км². Это — впечатляющий комплекс анастомозирующих эрозионных форм в лёссовых породах и в базальтах, включающий канавки, выбоины, скальные впадины, каналы и

[#] Ссылка для цитирования: Лукашов А.А., Смоктунович Т.Л. (2023). Развитие эвразийных аналогов скэблендов в нижнем бьефе одной из карельских ГЭС // Геоморфология и палеогеография. Т. 54, № 2. С. 3–13. <https://doi.org/10.31857/S2949178923020068>; <https://elibrary.ru/ECMBDJ>



Рис. 1. Скэбленды в лёссах и базальтах плато Колумбия на востоке штата Вашингтон, сформированные катастрофическими паводками при прорыве ледниково-подпрудного озера Миссула. Фото Travelguru.

Fig. 1. The scablands in the loess and basalts of the Columbia Plateau in eastern Washington State formed by catastrophic floods during the breakthrough of the glacial-dammed Lake Missoula. Photo Travelguru.

водопады, сформированные гигантскими сбросами воды (Bourke, 2006).

Озеро Миссула существовало вплоть до 13000 л. н. Река Кларк-Форк, подпруженная лопастью ледникового покрова Кордильер, двигавшейся с се-



Рис. 2. Положение района исследований (в качестве основы использованы карты Bing Maps).

Fig. 2. The position of the research area. Backing with Bing Maps.

вера — с территории нынешней канадской провинции Британская Колумбия, разрушила эту ледяную плотину. В течение двух суток она сбросила на прилегающие районы базальтового плато водные массы объемом до 2100 км³, накопившиеся в озере. Хлынувшие потоки оставили в ложе реки реликты кратковременно действовавших водопадов (рис. 1). Глубокие эвразийские ванны были выбиты в скалах низвергавшимися потоками при участии гидродинамической кавитации (Райс, 1980; O'Connor, Baker, 1992; Magee, 1996). Опираясь на описанный рельеф штата Вашингтон, термин “scabland” в англоязычной геологической литературе приобрел суженное значение — возвышенное, выровненное, покрытое базальтами пространство с маломощным почвенным слоем, редкой растительностью, обычно прорезанное глубокими сухими каналами (Толковый словарь..., 2002).

В отечественной специальной литературе наряду с горными рассматриваются “равнинные скэбленды” (от англ. *scab* — струп, корка, короста, *land* — земля) — участки, где в земную поверхность врезаются многочисленные ущелья, каньоны, каналы. Последние, вероятно, не только сильно отличаются от горных (Рудой, 1994, 2005), но и обладают рядом специфических черт.

Большая часть фрагментов скального ложа карельских рек, эродированных ниже водопадов и порогов, малодоступна для наблюдений. Такие участки обычно затоплены реками, водохранилищами или каналами. Лишь ниже водосливной плотины Маткожненской ГЭС Выгского каскада трассы Беломорско-Балтийского канала (ББК) летом 2021 г. нам предоставилась возможность детально ознакомиться со специфическим микрорельефом, в формировании которого глубинная эрозия эпизодически действовала совместно с эвразией и гидродинамической кавитацией (рис. 2).

Создание ББК было завершено в 1933 г.; для прохода судов с осадкой до 4 м построены 19 шлюзов. Водохранилища канала удерживаются 15 плотинами, в том числе 15-метровой Маткожненской (возведенной известным гидротехником О.В. Вяземским) преимущественно на порогах Нижнего Выга. Для обеспечения устойчивости плотин в составе искусственно укрепленного ложа потока, входящего в комплекс гидротехнического сооружения, созданы водобои, принимающие энергию воды, падающей из верхнего бьефа. Ниже по профилю располагается рисберма, над которой скорости потока снижаются. Когда уклон потока с рисбермы превышает уклон устойчивого русла, размыв ложа неизбежен. Непосредственно за кромкой схода возникает зона местного размыва со сложной пульсационно-поворотной структурой (Чеботарев, 1978).

МЕТОДЫ

Натурные наблюдения и измерения на местности сопровождались фотофиксацией гидрологической и геоморфологической обстановок. Дешифрирование космических снимков в системе Google позволило уточнить пространственные соотношения результатов морфодинамических преобразований. Изучение геоморфологической, гидрологической и геологической литературы было дополнено знакомством с архивными материалами. Сравнительно-географический анализ позволил предположительно наметить отдаленные аналогии присутствующих в Карелии комплексов с “изрезанными землями” на северо-западе США. Определенные аналогии анализируемого рельефа были выявлены и с уникальными формами эворзионно-кавитационного происхождения на территории Швейцарии, южной Финляндии, южной Норвегии и Швеции (Rudberg, 1960).

ГЕОЛОГО-ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ТЕРРИТОРИИ

Карелия — зона преимущественно выпахающего действия покровных ледников, в том числе последнего валдайского. Хотя “за океаном” полагают, что последнее оледенение резко завершилось 15 тыс. л. н. — “The last glaciation ... ended abruptly 15000 years ago” (Mathez, Webster, 2004, с. 223), здесь его таяние 13–10 тыс. л. н. происходило постепенно. В этот период сформировались и реки Карелии. Они врезаются в прочные кристаллические метаморфические и магматические породы Балтийского щита и протекают через многочисленные озера. Карельские реки часто имеют плохо оформленные долины и невыработанный продольный профиль (Север Европейской..., 1966; Спиридонов, 1978). Как отмечал еще в 1988 г. С.С. Воскресенский, “прошло слишком мало времени после исчезновения ледника, чтобы реки могли срезать неровности русла, образованные прочными породами” (Воскресенский, 1968, с. 41). Продольный профиль многих рек нередко имеет ступенчатый характер — сохранились уступы трудно размываемых геологических структур.

Выг — одна из крупных карельских рек, впадающая с юго-запада в Онежскую губу Белого моря. Она протекает через Выгозеро, которое условно делит реку на Верхний и Нижний Выг. Высота порога стока зарегулированного Выгозера 89 м над у. м. Почти вся долина Нижнего Выга, начиная от Выгозера, была использована для прокладки Беломорско-Балтийского канала, питающегося за счет поверхностных водотоков и подземных вод. Лишь на отдельных отрезках между шлюзами русло канала было прорыто в стороне от реки, и

на этих участках в рельефе сохранилась прежняя долина, почти обезвоженная или с малым количеством воды в скальном русле. Порожистость Нижнего Выга, предопределенная не только молодостью реки, но и расположением данного участка в “фокусе” пересечения активизированных древних разломов (Лукашов, 1976), была использована в ходе проектирования и возведения плотин Беломорско-Балтийского канала.

Озера в тектоно-экзарационных впадинах поверхности Балтийского щита обеспечивали естественную зарегулированность стока, которую предстояло еще повысить, используя озерные котловины для создания водохранилищ. Уже к 1933 г. были заполнены водохранилища, затопившие большую часть долины и увеличившие акватории проточных озер. Так, уровень Выгозера был поднят на 7 м, его площадь выросла почти в два раза, а подъем уровня Маткожненского водохранилища составил около 1.5 м над прежним уровнем одноименного озера. Трасса канала в бассейне Белого моря протяженностью около 190 км проходит через шесть крупных озер: Маткозеро и Торос (между шлюзами 8 и 9), Выгозеро и Телекино (между шлюзами 9 и 10), Воицкое (между шлюзами 10 и 11) и Шавань (между шлюзами 11 и 12). Общий перепад уровней воды 102 м.

Контрасты уровней соседних водохранилищ были использованы для постройки в 1950–1960-е годы XX в. Выгского каскада сравнительно небольших ГЭС, включавшего Ондскую, Палокоргскую, Маткожненскую, Выгостровскую и Беломорскую. Проектное задание и технический проект Маткожненской ГЭС разработаны в 1948 г. В тот же год начато ее строительство. Пуск первого агрегата состоялся 1 января 1953 г. (Самойлов, 2003).

В естественном состоянии р. Нижний Выг, площадь бассейна которой составляет 27 тыс. км², насчитывал в длину 112 км; падение 82 м, средний уклон реки был равен 0.73 м/км (0.00073). Длина реки от истока из оз. Выгозеро до впадения в Белое море ныне равна 102 км. Это малоозерная часть Выгозерского бассейна, площадь озер составляет менее 10% площади всего водосбора. На сохранившемся естественном участке реки длиной менее 10 км между шлюзами № 12 и 13 Беломорканала ширина днища извилистой долины меняется от 120 до 600 м, река обтекает многочисленные, покрытые лесом острова. Возможно, здесь уже наблюдается подпор воды от Маткожненского водохранилища. Хотя в низовьях реки холмистый рельеф сменяется Прибеломорской низменностью, вплоть до самого устья Выг остается порожистой рекой и обладает выраженным приустьевым порогом стока (это еще одно свидетельство невыработанности профиля долины). Названия многих порогов обозначены на крупно-

масштабных картах. Ряд порогов Нижнего Выга, например, Золотец близ селения Выгостров, имели вид величественных водопадов. Таким образом, равнинная в целом река при пересечении протяженных скальных порогов неоднократно приобретает черты “горной” (Rudberg, 1960). На таких отрезках до своего зарегулирования она обладала слабо разработанной долиной. Местами к воде обрывались крутые уступы коренных пород первично тектонической природы, а сама река отличалась частично загроможденным крупными обломками прочным скальным ложем. Нижнему Выгу были присущи незначительные глубины, большие уклоны и скорости течения. Поток расходовал свою энергию почти исключительно на глубинную эрозию. При пересечении рекою серии каменистых гряд образуются быстрины, характеризующиеся бурным неупорядоченным течением.

Невыработанность продольного профиля Нижнего Выга отчасти связана с тем, что его низовья имеют рекордно молодой возраст по сравнению с однопорядковыми реками других районов Карелии. Еще 14 тыс. л. н. — на лужской стадии дегляциации валдайского (вислинского) ледникового покрова — рассматриваемая территория была подо льдом, в области соприкосновения и виргации беломорской и онежской лопастей льда (Евзеров, 2020). На невской стадии дегляциации кромка покрова располагалась у с. Лямцы в западной части Онежского п-ова, к СЗ от залива Ухта (в створе устья р. Нюхчи). Приледниковый этап развития Беломорского бассейна — таяние и разрушение ледникового покрова — происходил здесь в течение интерстадиала аллерёд (13900–12650 кал. л. н.). Однако низовий Выга все еще не существовало, ибо на стадиях салпауселька I и II (11–10.5 тыс. л. н.) они были затоплены водами пресноводного бассейна, занимавшего южную часть современного Онежского залива Белого моря (Величко и др., 2015; Рыбалко и др., 2018).

Заслуживает внимания и гипотеза об открытии в позднеледниковье — на первом этапе масштабной регрессии 13.2 тыс. л. н. — стока из Онежского приледникового озера в котловину Белого моря. Перелив значительных масс талых вод через порог стока на Онежско-Выгозерском водоразделе на протяжении 800–1000 лет мог сформировать саму долину Нижнего Выга, а возможно, и отрезки скэбленда ниже порогов и водопадов (Квасов, 1976; Субетто и др., 2019). Данное событие могло привести к образованию эвронно-кавитационных форм рельефа.

К настоящему времени сохранились лишь небольшие естественные отрезки скального ложа долины, но они очень интересны. В самых низовьях — между Выгостровской (построенной на

пороге Золотец) и Беломорской ГЭС — на расстоянии около 8 км от своего устья порожистый Выг делился на рукава, разделенные гранитоидными островами, разбиваясь на порожистые протоки, которые частично пересыхали. Ныне большинство островов перестало быть таковыми, однако они сохранили названия: Выгостров, Бол. Малинин (Залавруга) и др. Между ними к востоку от основного, забранного плотинами русла, наблюдается серия полностью или частично высохших протоков и “стариц” Выга. Протоки имеют на многих участках скальное ложе и разделяются не аллювиальными, а гранитоидными холмами и грядами — оглаженными ледником слабонаклонными поверхностями коренного цоколя бывших островов. Это район знаменитых беломорских петроглифов, созданных 5700–5000 л. н. В результате строительства ББК, двух ГЭС и плотины участки прежнего русла Нижнего Выга высохли, и теперь до петроглифов можно добраться пешком (Любанова, 2015).

Другой естественный фрагмент скального ложа реки сохранился на порогах Маткожня у поселка Сосновец. ББК обходит эти пороги с востока по пробитому вручную (!) в коренных породах отрезку между шлюзами 14 и 15. Скальное ложе реки с почти пересохшим руслом обнажено между каналом — с одной стороны — и гидротехническими сооружениями Маткожненской ГЭС — с другой (рис. 3). Оно “начинается” восточнее плотины Маткожненского водохранилища и через 2 км “уходит под урез” ниже створа шлюза 15, где трасса канала вновь возвращается в долину Выга. Перепад уровней у этого шлюза составляет 4.2 м.

В скальном ложе реки обнажаются моноклинально залегающие пласты верхнеархейских магнетит-амфибол-кварцевых кристаллических сланцев беломорского метаморфического комплекса (лопий 1–2), падающих на СЗ под углом, близким к 30°. По их простирацию, в углублениях между пластами по всему руслу протекает или застаивается некоторое количество воды. Метаморфизованные терригенные осадки и метаграувакки составляют в данном блоке 10–40% объема разрезов — в виду того, что на современном уровне среза интрузивные породы преобладают над супракрустальными (Ранний докембрий..., 2005). Всего в 13.5 км к СВ, близ пос. Золотец в русле Нижнего Выга обнажаются гранитоиды близкого возраста (именно на них сохраняются упомянутые выше петроглифы Залавруги, включая знаменитые “Бесовы следки”).

Ширина днища долины на пороге около 80 м, оно постепенно расширяется вниз по течению; глубина русла 1.5–2 м. Высота задернованных и поросших лесом коренных бортов долины около 6 м. Пойма и террасы отсутствуют. Единый про-

тяженный тальвег прежнего русла не выражен. По скальному ложу кулисообразно располагаются пониженные на 0.5–1 м участки дна длиной от первых метров до первых десятков метров. Имеются единичные, возвышенные на 1–1.5 м коренные микроострова в русле, поросшие молодыми деревьями.

РАЗВИТИЕ МИНИАТЮРНОГО СКЭБЛЕНДА В НИЖНЕМ БЬЕФЕ МАТКОЖНЕНСКОЙ ПЛОТИНЫ

За менее чем 10000 лет своего существования р. Нижний Выг, отличающаяся быстрым полугорным течением и преобладанием глубинной эрозии, все еще не стесала “головы” более устойчивых пластов горных пород. За счет прочных выступов скальных гряд порога Маткожня абсолютная шероховатость русла превышает здесь 1–1.5 м. Пульсирующее воздействие гидродинамических давлений локализуется именно ниже относительно устойчивых в противоденудационном отношении “узлов”. При этом имеет место подъем наносов придонного слоя турбулентного потока. Перемещение наносов, включая валунную фракцию, осуществляется сальтацией по дну. На верхней границе придонного слоя скачкообразно изменяются кинематические характеристики потока, в том числе достигают максимума пульсационные скорости. Известно, что определяющую роль в структуре турбулентности потока играют элементы пульсации при взаимодействии потока и его ложа. Размыв включает срыв частиц со дна и взвешивание их вертикальными импульсами мгновенных скоростей. В связи с дискретностью структуры и циклическим характером пульсационных течений в придонном слое воздействие потока на дно осуществляется периодическими импульсами гидродинамического давления (Карасев, 1970).

Как отмечает К.М. Беркович, задержка влекомых наносов в водохранилищах — одна из причин развития ниже плотин глубинной эрозии. На сокращении величины размыва и дальности его распространения сказываются, в том числе, выходы в русле прочных пород (Беркович, 2004). В данном случае речь не идет, как, скажем, на Енисее, о десятках километрах дальнего действия эрозионного эффекта перехвата наносов (от плотины Маткожненской ГЭС до шлюза № 16 всего 11 км), но бурный характер течения реки в прежнем русле Нижнего Выга сохраняется, как минимум, до створа северо-восточной окраины пос. Сосновец (рис. 3). Коренные породы обнажаются здесь по всему руслу; лишь в разрозненных карманах — в качестве “намека” на базальную фацию аллювия — встречаются мелкие валуны и галька разных размеров и классов окатанности (рис. 4). На рассматриваемом отрез-



Рис. 3. Фрагмент зоны Беломорско-Балтийского канала на отрезке шлюзов 14 и 15 (снимок Google). Естественное русло реки обезвожено; основной сток направлен на турбины Маткожненской ГЭС (к югу от пос. Сосновец).

Fig. 3. GOOGLE satellite image of a fragment of the zone of the White Sea-Baltic Canal on the segment of locks No. 14 and 15. The natural riverbed is dehydrated; the main flow is directed to the turbines of the Matkozhenskaya HPP (south of the village Sosnovets).

ке скального ложа реки при непосредственных ударах воды о твердую поверхность оголенной кристаллической породы возникает явление гидравлического удара — в форме резкого повышения давления в жидкости.

На твердой поверхности пластов кристаллических пород в русле Выга видны редкие микроформы рельефа — округлые западины с вертикальными стенками диаметром от 3 до 30 см, частично заполненные водой. Глубина “стаканоподобных” западин близка к их диаметру или превышает его; на дне некоторых из них нередко присутствуют галька и мелкие валуны (рис. 5). Транспортировка столь крупных окатанных обломков требовала весьма значительных скоростей потока. Фактические скорости при глубине 1 м на горных реках могут достигать 4.8 м/с. Мелкие валуны попереч-



Рис. 4. Оголенное скальное ложе р. Выг на пороге Маткожня. Вдали — водосливная плотина Маткожненской ГЭС. Фото А. Лукашова.

Fig. 4. The bare rock bed of Vyg River You are on the threshold of Matkozhnya. In the distance is the spillway dam of the Matkozhnenskaya HPP. Photo by A. Lukashov.

ником до 15 см перемешаются уже при скоростях 1.6–2.5 м/с. При уже отмеченной ступенчатости естественного продольного профиля Нижнего Выга ему присуще неоднократное изменение “горности”, когда на порогах поток превращался в стремнины (быстротоки) со скоростями, намного превышающими размывающие величины для галечно-валунных наносов, которые выносятся за пределы порожистых отрезков (Виноградова, Чалов, 2004).

Подобные встреченным на Нижнем Выге стаканоподобные формы микрорельефа диаметром и глубиной до первых метров — “стаканы” и “колодцы” в кристаллических породах — описаны в литературе. Эвормионные котлы и колодцы диа-



Рис. 5. Оголенное скальное ложе р. Выг в нижней части порога Маткожня. Микрорельеф многочисленных эвормионно-кавитационных углублений с валуно-галечным материалом паводкового транзита. Фото А. Лукашова.

Fig. 5. The bare rock bed of the Vyg River in the lower part of the Matkozhnya threshold. In the microrelief — numerous evormion-cavitation depressions; in the washouts — boulder-pebble material of flood transit. Photo by A. Lukashov.

метром свыше 1.5 м и глубиной более 4 м возникали, вероятно, при прорывах больших объемов вод. Нередко они сохраняются как памятники природы в музеях и национальных парках. Так, эвормионные колодцы и окатанные валуны, обнаруженные в 1872 г. на окраине города Люцерн, стали первыми природными экспонатами швейцарского Музея ледникового периода. Они встречаются, в том числе, на осушенных порожищно-водопадных участках русел карельских и финских рек (Вуоксы, Суны и других). Полусферические бокаловидные эвормионные стаканы присутствуют, в частности, на р. Суна под водопадом Кивач и в ее сухом русле у древнего вулкана Гирвас. В природном парке у пос. Аскола (Южная Финляндия, окрестности Порвоо) доступны для обозрения 20 углублений в гранитных скалах с отшлифованной внутренней поверхностью. Крупнейший эвормионный котел Niidenkirnut (“выбывина”, финск.) высверлен здесь шаровидным валуном (“мячом богов”). Эффектные устья эвормионных стаканов можно видеть и в парке “Иматранкоски” (южная Финляндия). На каменной лестнице близ каньона при входе в отель-замок российских государей обломки горных пород, вращаясь в эвормионных котлах, ваннах и стаканах окатываются и часто принимают шаровидную форму (<https://terve.su/ispolinskie-kotly-v-finlyandii>). Водовороты в эвормионных ваннах под водопадами вырабатывают в скалистом ложе и бортах долины ямы и углубления — “исполиновые котлы” (Четырехязычный..., 1980, с. 491).

Интересно отметить, что подобные формы могли образовываться и кратковременными крутопадающими бурными потоками талых ледниковых вод непосредственно перед фронтом “отступавшего” ледника. Именно такую трактовку допускает У. Хольтедаль для крупнейшего в Норвегии ледникового котла Бруфоссхёлен (южная Норвегия). После того, как при строительстве плотины Тунхевд р. Логен (правый приток р. Гломмы) была отведена в новое русло, посреди ложа реки открылась двойная крутосклонная впадина длиной 35 м и глубиной до 15 м, врезанная в твердые метаморфизованные порфиры. На дне ее обнаружили хорошо окатанные мелкие валуны (Хольтедаль, 1958).

Суть эвормии — кавитационное разрушение коренных пород. Оно развивается на контакте ложа с воздушно-водяной смесью. Гидродинамические кавитационные каверны возникают в жидкости из-за местных понижений давления в результате увеличения скорости течения. При искривлении линии тока воды, движущейся с критической скоростью (например, при попадании струи в углубление на изломе профиля русла), и при падении потока с высоты в нем происходит резкое уменьшение давления и внутри него образуются пузыри-пустоты водяного пара. Пузырьки

возникают в области низкого давления — при падении водной массы с уступа водопада, порога или обычной стремнины, где вода перемешивается с воздухом. Мобилизуются в пузырьки и растворенные в воде газы. Когда давление вновь и столь же резко возрастает (струя тормозится, “выныривая” из углубления, или обрушивающийся поток достигает дна), каверны в жидкости с силой захлопываются. Возникает эффект разрушительного микровзрыва с сопутствующей ударной волной. Даже при скоростях потока всего около 5 м/с кавитация по своему динамическому воздействию отвечает скоростям 100 м/с.

Сила гидродинамического удара при “захлопывании” одного пузырька ничтожна. Но, например, при многодневных катастрофических паводках, когда формируются гигантские скэбленды, суммарная энергия миллиардов микровзрывов способна выдалбливать в кристаллическом основании как огромные — сотни метров в диаметре и десятки метров глубиной — водобойные ванны и котловины, так и миниатюрные углубления. По мнению некоторых исследователей (Кнэл и др., 1974), пузырьки в зоне высокого давления могут не разрушаться, а сжиматься до чрезвычайно малых размеров, и тогда в них возникает давление порядка многих сотен и тысяч атмосфер, что также приводит к точечно-сферическому разрушению каменистого ложа. Кавитационные лунки разрастаются, в том числе, и за счет воздействия абразивного обломочного материала, содержащегося в падающих вращающихся струях. Постепенно расширяющиеся лунки соединяются друг с другом, образуя единую сферическую кавитационно-эворзионную полость — котел, чашу (ванну). Когда подобные отрицательные микроформы объединяются, формируется общий выработанный профиль эрозионной долины водного потока.

Уклоны на Маткожненском пороге Выга достаточны для создания многочисленных мелких эворзионных западин. Присутствуют ли подобные формы на других порогах Выга — проверить трудно, так как они либо затоплены водами водохранилищ, либо (Воицкий, Угольный, Дубин) находятся в зоне приливно-отливного воздействия беломорских волн. Искусственно почти осушенный порог Маткожня на Нижнем Выге в данном отношении уникален для зоны Беломорско-Балтийского канала.

Эворзия не избирательна — она не “нащупывает” ослабленные зоны коренного ложа: микрозападины “стаканов” и “стаканчиков” могут возникнуть на монолитной скальной поверхности (рис. 4). Но в дальнейшем близкое расположение друг к другу разнообразных по размеру эворзионных микроформ способствует возникновению и росту экзогенных трещин в скальной породе, а

затем ведет к ее разрушению. В голоцене мощные сливы воды были возможны после сильных ливней, бурного снеготаяния, обвалов грунтовых масс в водоемы.

Новый этап эворзии и хаотичное вращение обломков разного размера в трещиноватой эворзионной чаше приводили к разрушению не только последней, но и всей кромки пласта. Таким образом, в русле постепенно фактически шла глубинная эрозия. На доступных для наблюдения безводных наиболее денудированных участках ложа видно, что они состоят из серии полуразрушенных кавитационно-эворзионных западин и их фрагментов.

За голоцен паводковые спуски воды по Выгу, вызывавшие эворзионно-кавитационные процессы, вероятно, были многократными. Судя по свежести форм микрорельефа, по отсутствию следов выветривания и пятен налипших лишайников на стенках некоторых эворзионных микроформ, последнее такое событие могло произойти совсем недавно — ~10 л. н. Дело в том, что Маткожненское водохранилище обладает минимальной резервной емкостью (емкостью формирования), которая может быть использована для срезки последствий половодий и паводков. В чрезвычайных условиях эксплуатации гидротехнического сооружения в верхнем бьефе Маткожненской ГЭС временно допускается т.н. “форсированный подпорный уровень” выше нормального. Но и этого однажды оказалось недостаточно для предотвращения аварии. По сведениям ФГБУ “Карельский ЦГМС”, за период 7–8 августа 2012 г. в бассейне р. Нижний Выг выпала месячная норма осадков. Резкое увеличение расхода воды в притоках Выга (хотя боковая приточность составляет там всего около 25%) привело к размыву полотна автомобильной и железной дорог в окрестностях пос. Сосновец, к прорыву плотины водохранилища, подъему воды и затоплению машинного зала Маткожненской ГЭС, работа которой возобновилась только через полгода. Из-за создавшейся угрозы в сухое русло Нижнего Выга через водопропуски плотины Маткожненского водохранилища был осуществлен сброс больших объемов воды.

Известно, что “передний фронт волны попуска характеризуется увеличенными уклонами потока и повышенными скоростями течения, особенно в придонных слоях” (Чалов, 2019, с. 130). Для нижнего бьефа водовыпускного подпорного сооружения — плотины Маткожненской ГЭС высотой 14–15 м — и в обычных условиях эксплуатации характерны т.н. “сверхволновые потоки”. Бурное состояние потока отличается при этом глубиной, меньшей критической глубины для данного расхода. Число Фруда превышает 1, т.е. удвоенная удельная кинетическая энергия в дан-

ном сечении превышает его потенциальную энергию. Течение в подобных случаях сопровождается периодическим возникновением и разрушением волн на поверхности потока, что способствует его аэрации (Чеботарев, 1978). Аэрация, в свою очередь, служит предпосылкой развития кавитации. Аварийный спуск воды при 15-метровой высоте плотины таким образом мог вызвать явление кавитации и возникновение серии эвормионных стаканов и впадин на порогах. То есть в данной ситуации образование эвормионных микроформ в ложе Выга у порога Маткожня является частично техногенно обусловленным.

Вклад эвормии в денудацию кристаллических сланцев в днище долины Выга на пороге Маткожня является весьма значимым, хотя сами эвормионно-кавитационные процессы происходят редко и в течение ограниченного времени. Подобные процессы естественного происхождения действовали до создания водохранилищ на порожисто-водопадных участках в русле Выга и других крупных рек Карелии.

Геоморфологическая обстановка, сформировавшаяся в нижнем бьефе Маткожненской ГЭС, в том числе, в результате аварийного сброса воды из водохранилища 7–8 августа 2012 г., напоминает в миниатюре “изрезанные земли” на востоке штата Вашингтон (рис. 1).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Карельские кавитационно-эвормионные комплексы форм, связанных как с природными, так и с техногенными катастрофическими паводками (гидросферными катастрофами), вполне могут рассматриваться как миниатюрные аналоги позднеледникового скэбленда северо-запада США, Скандинавии и Алтая. Большая часть подобных геоморфологических комплексов на территории Карелии в настоящее время пребывает в подводных условиях — в нижних бьефах гидравлических станций.

БЛАГОДАРНОСТИ

Статья подготовлена в рамках темы НИР кафедры геоморфологии и палеогеографии географического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова “Эволюция природной среды, динамика рельефа и геоморфологическая безопасность природопользования”.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Беркович К.М. (2004). Антропогенные изменения русловых процессов // География, общество, окружающая среда. Том VI. Динамика и взаимодействие атмосферы и гидросферы. М.: Городец, С. 486–493.

Величко А.А., Фаустова М.А., Писарева В.В., Карпухина Н.В. (2015). Реконструкция ландшафтов, формировавшихся на окраине Скандинавского ледникового покрова в период его деградации (в интервале от максимума похолодания до начала голоцена) // Актуальные проблемы палеогеографии и стратиграфии плейстоцена: Материалы Всероссийской научной конференции “Марковские чтения 2015 года”. М.: Географический факультет МГУ, С. 49–51.

Виноградова Н.Н., Чалов Р.С. (2004). Горные реки и реки в горах: продольный профиль, морфология и динамика русел // География, общество, окружающая среда. Том VI. Динамика и взаимодействие атмосферы и гидросферы. М.: Городец, С. 460–469.

Воскресенский С.С. (1968). Геоморфология СССР. М.: Высшая школа, 368 с.

Евзеров В.Я. (2020). Основные события эволюции поздневалдацкого оледенения в Карело-Кольском регионе с дополнением к ранее опубликованным данным о мощностях строительных материалов // Вестник Кольского научного центра РАН. № 1. С. 26–33.

<https://doi.org/10.37614/2307-5228.2020.12.1.003>

Карасев И.Ф. (1970). Русловые процессы при переброске стока. Л.: Гидрометеоиздат, 268 с.

Квасов Д.Д. (1976). Происхождение котловины Онежского озера // Палеолимнология Онежского озера. Л.: Наука, С. 7–40.

Кнэлл Р., Дейли Дж., Хэммит Ф. (1974). Кавитация. М.: Мир, 678 с.

Лобанова Н.В. (2015). Петроглифы в низовьях р. Выг: проблемы хронологии и периодизации // Российская археология. № 4. С. 16–33.

Лукашов А.Д. (1976). Новейшая история Карелии. Л.: Наука, 109 с.

Райс Р.Дж. (1980). Основы геоморфологии. М.: Прогресс, 576 с.

Ранний докембрий Балтийского щита / В.А. Глебовицкий. (2005). СПб: Наука, 711 с.

Рудой А.Н. (1994). Скэбленд Центральной Азии // Природа. № 8. С. 3–20.

Рудой А.Н. (2005). Гигантская рябь течения (история исследований, диагностика, палеогеографическое значение). Томск: Изд-во ТГПУ, 224 с.

Рыбалко А.Е., Токарев М.Ю., Семенова П.Р. и др. (2018). История формирования Беломорской котловины и четвертичного покрова Белого моря по данным геологического картирования // Мат-лы Всерос. науч. конф. “Поздне- и постгляциальная история Белого моря: геология, тектоника, седиментационные обстановки, хронология”: сборник статей. М.: КДУ, Университетская книга, С. 141–146.

Самойлов А.Е. (2003). Канал // Капитан-клуб. № 1. С. 116–119.

Север Европейской части СССР. (1966). М.: Наука, 452 с.

Спиридонов А.И. (1978). Геоморфология европейской части СССР. М.: Высшая школа, 332 с.

Субетто Д.А., Потахин М.С., Зобков М.Б. и др. (2019). Развитие Онежского озера в позднеледниковье по

- результатам ГИС-моделирования // Геоморфология. № 3. С. 83–90.
<https://doi.org/10.31857/S0435-42812019383-90>
- Терве – Путешествие по Финляндии [Электронный ресурс]. URL: <https://terve.su/ispolinskie-kotly-v-finlyandii> (дата обращения: 01.08.2022)
- Толковый словарь английских геологических терминов. Том. 2 / Дж. А. Джексон. (2002). М.: МЦГК “Геокарт”, ГЕОС, 637 с.
- Хольтедаль У. (1958). Геология Норвегии. Том II. М.: Изд-во иностранной литературы, 395 с.
- Чалов Р.С. (2019). Русловедение: теория, география, практика. Т. 3: Антропогенные воздействия, опасные проявления и управление русловыми процессами. М.: Красанд, 640 с.
- Чеботарев А.И. (1978). Гидрологический словарь. Л.: Гидрометеиздат, 308 с.
- Шукин И.С. (1980). Четырехязычный энциклопедический словарь терминов по физической географии. М.: Советская энциклопедия, 703 с.
- Bourke M.C. (2006). Scabland // Encyclopedia of Geomorphology (Ed. Goudé A.S.). Routledge, P. 912–914.
- Bretz J.H. (1923). The channeled scablands of the Columbia Plateau // Journal of Geology. Vol. 31. No. 8. P. 617–649.
- Magee K. (1996). From the Scabland to Mars: Preparing for the Pathfinder Mission // The Planetary report. Vol. XVI. No. 2. P. 10–14.
- Mathez E.A., Webster J.D. (2004). The Earth Machine. The Science of a Dynamic Planet. New York: Columbia University Press, 335 p.
- O'Connor J.E., Baker R.H. (1992). Magnitudes and implications of peak discharges from glacial Lake Missoula // Geological Society of America Bulletin. Vol. 104. P. 267–279.
- Rudberg S. (1960). Geology and Morphology // A geography of Norden (Ed. A. Somme). Bergen-Oslo, P. 27–40.

DEVELOPMENT OF THE MINIATURE ANALOGUE OF THE SCABLANS OF THE WEST USA IN THE LOWER POOL OF ONE OF THE KARELIAN HYDROELECTRIC POWER STATIONS¹

A. A. Lukashov^{a, #} and T. L. Smoktunovich^b

^a Lomonosov Moscow State University, Faculty of Geography, Moscow, Russia

^b Moscow State Pedagogical University, Faculty of Geography, Moscow, Russia

[#] E-mail: smoluk@yandex.ru

Until the end of the Late Pleistocene, the modern river valleys of most of Scandinavia remained buried under the cover of continental ice. The rivers of the region, including the Karelian ones, are distinguished by their geological youth, having formed as fluvial complexes only in the Holocene. The young age, combined with the strength of the crystalline rocks of the Baltic Shield, has affected the fact that the rivers here are characterized by the lack of development of the longitudinal profile. At the base of the thresholds, at which the flow acquires the character of rapid, the processes of formation of miniature scaffolds develop in places. A similar hydraulic situation developed at the front of the degrading glacier. The lower reaches of dams of hydraulic stations are also favorable for a powerful impact on the rock bed. Numerous traces of violent deep erosion, accompanied by the phenomena of indiscriminate erosion and hydrodynamic cavitation, can be found on the kilometer-long sections of the exposed rock bed of semi-mountain streams drained during hydraulic development.

A miniature scaffold developed by powerful natural and technogenically provoked floods in the lower part of the large rapid Matkozhnia on the Nizhny Vyg River, in the zone of the White Sea-Baltic Canal, is indicative. Almost the entire route of the canal, starting from Vygozero, is laid along the valley of the Lower Vyg. Only in some sections between the locks, the channel bed was dug away from the river. There, the old valley is preserved either almost dehydrated or with a small amount of water in the rock bed. The bedrock is exposed along the entire riverbed. Small boulders and pebbles of different sizes and grades of rolling can be found only in scattered pockets along the river channel. There numerous glass-like forms of microrelief – with a diameter and a depth of up to the first meters – “glasses” and “wells” are formed on Precambrian crystalline rocks. The contribution of evorsia to the denudation of crystalline slates in the bottom of the Vyga Valley on the rapid Matkozhnia is very significant, although the evorsion-cavitation effect itself is carried out rarely and for a limited time. Similar processes of natural origin operated before the creation of reservoirs on rapid-waterfall sites in the Vyga Valley and other large rivers of Karelia; they were caused by natural factors. Emergency descents of water through high spillway dams could increase the destructive effect of the stream on its root bed. So, in particular, the formation of evorsion microforms in the bed of the Lower Vyg at the rapid Matkozhnia is partially technogenically caused. Karelian cavitation-evorsion complexes of forms associated with hydro-

¹ For citation: Lukashov A.A., Smoktunovich T.L. (2023). Development of the miniature analogue of the scablands of the west USA in the lower pool of one of the Karelian hydroelectric power stations. *Geomorfologiya i Paleogeografiya*. Vol. 54. No. 2. P. 3–13 (in Russian). <https://doi.org/10.31857/S2949178923020068>; <https://elibrary.ru/ECMBDJ>

spheric catastrophes can be considered as miniature analogues of giant Late Pleistocene scablands of the northwestern USA.

Keywords: Baltic shield, longitudinal profile of rivers, dams on rapids, abnormal flow rates on rapids, evorsia, hydrodynamic cavitation, Scablands (scaffolds)

ACKNOWLEDGMENTS

The article was prepared within the framework of the research topic of the Department of Geomorphology and Paleogeography, Faculty of Geography, Lomonosov Moscow State University “Evolution of the natural environment, dynamics of relief and geomorphological safety of nature management”

REFERENCES

- Berkovich K.M. (2004). Anthropogenic changes of riverbed processes. *Geografiya, obshchestvo, okruzhayushchaya sreda. Tom VI. Dinamika i vzaimodeistvie atmosfery i gidrosfery*. Moscow: Gorodets (Publ.), P. 486–493. (in Russ.)
- Bourke M.C. (2006). Scabland. *Encyclopedia of Geomorphology* (Ed. Goude A.S.). Routledge. P. 912–914.
- Bretz J.H. 1923. The channeled scablands of the Columbia Plateau. *Journal of Geology*. Vol. 31. No. 8. P. 617–649.
- Chalov R.S. (2019). *Ruslovedenie: teoriya, geografiya, praktika. T. 3: Antropogennyye vozdeistviya, opasnye proyavleniya i upravlenie ruslovymi protsessami* (Channel studies: theory, geography, practice. Iss. 3: Anthropogenic impacts, hazardous manifestations and channel management). Moscow: Krasand (Publ.), 640 p. (in Russ.)
- Chebotaev A.I. (1978). *Gidrologicheskii slovar'* (Hydrological dictionary). Leningrad: Hydrometeoizdat (Publ.), 308 p. (in Russ.)
- Evzerov V.Ya. (2020). The main events of the evolution of the Late Valdai glaciation in the Karelo-Kola region with an addition to the previously published data on the capacities of building materials. *Vestnik Kol'skogo nauchnogo tsentra RAN*. No. 1. P. 26–33. <https://doi.org/10.37614/2307-5228.2020.12.1.003>
- Glebovitskii V.A. (Ed.). (2005). *Rannii dokembrii Baltiskogo shchita* (Early Precambrian of the Baltic Shield). St. Petersburg: Nauka (Publ.), 711 p. (in Russ.)
- Holtedal U. (1958). *Geologiya Norvegii. Tom II* (Geology of Norway. Issue II). Moscow: Izdatel'stvo inostrannoi literatury (Publ.), 395 p. (in Russ.)
- Jackson J.A. (Ed.). (2002). *Tolkovyy slovar' angliiskikh geologicheskikh terminov. V dvukh tomakh. Tom 2* (Explanatory Dictionary of English geological terms. In two issues. Issue 2). Moscow: MTSGK “Geokart”, GEOS (Publ.), 637 p. (in Russ.)
- Karasev I.F. (1970). *Ruslovyye protsessy pri perebroske stoka* (Channel processes during runoff diversion). Leningrad: Hydrometeoizdat (Publ.), 268 p. (in Russ.)
- Knall R., Daly J., Hammit F. (1974). *Kavitatsiya* (Cavitation). M.: Mir (Publ.), 678 p.
- Kvasov D.D. (1976). Origin of the basin of Lake Onega. *Paleolimnologiya Oonezhskogo ozera*. Leningrad: Nauka (Publ.), P. 7–40. (in Russ.)
- Lobanova N.V. (2015). Petroglyphs in the lower reaches of the Vyg River: problems of chronology and periodization. *Rossiiskaya arkheologiya*. No. 4. P. 16–33. (in Russ.)
- Lukashov A.D. (1976). *Noveishaya istoriya Karelii* (The modern history of Karelia). Leningrad: Nauka (Publ.), 109 p. (in Russ.)
- Magee K. (1996). From the Scabland to Mars: Preparing for the Pathfinder Mission. *The Planetary report*. Vol. XVI. No. 2. P. 10–14.
- Mathez E.A., Webster J.D. (2004). *The Earth Machine. The Science of a Dynamic Planet*. New York: Columbia University Press (Publ.), 335 p.
- O'Connor J.E., Baker R.H. (1992). Magnitudes and implications of peak discharges from glacial Lake Mississoula. *Geological Society of America Bulletin*. Vol. 104. P. 267–279.
- Rice R.J. (1980). *Osnovy geomorfologii* (Fundamentals of geomorphology). Moscow: Progress (Publ.), 576 p. (in Russ.)
- Rudberg S. (1960). *Geology and Morphology. A geography of Norden* (Ed. A. Somme). Bergen-Oslo, P. 27–40.
- Rudoy A.N. (2005). *Gigantskaya ryab' techeniya (istoriya issledovaniy, diagnostika, paleogeograficheskoe znachenie)* (Giant ripples of the current (history of research, diagnostics, paleogeographic significance)). Tomsk: TSPU (Publ.), 224 p. (in Russ.)
- Rudoy A.N. (1994). Skeyblend of Central Asia. *Priroda*. No. 8. P. 3–20. (in Russ.)
- Rybalko A.E., Tokarev M.Yu., Semenova P.R. et al. (2018). The history of the formation of the White Sea basin and the quaternary cover of the White Sea according to geological mapping. *Materialy Vserossiiskoi nauchnoi konferentsii “Pozdne- i postglyatsial'naya istoriya Belogo morya: geologiya, tektonika, sedimentatsionnye obstanovki, khronologiya”: sbornik statei*. Moscow: KDU, Universitetskaya Kniga (Publ.), P. 141–146. (in Russ.)
- Samoilov A.E. (2003). Channel. *Captain-club*. No. 1. P. 116–119. (in Russ.)
- Sever Evropeiskoi chasti SSSR*. (1966). The North of the European part of the USSR. Moscow: Nauka (Publ.), 452 p. (in Russ.)
- Shchukin I.S. (1980). *Chetyrokh “yazychnyi entsiklopedicheskii slovar' terminov po fizicheskoi geografii* (Quadrilingual encyclopedic dictionary of terms on physical geography). Moscow: Sovetskaya encyclopediya (Publ.), 703 p. (in Russ.)
- Spiridonov A.I. (1978). *Geomorfologiya evropeiskoi chasti SSSR* (Geomorphology of the European part of the USSR). Moscow: Vischaya shchkola (Publ.), 332 p. (in Russ.)
- Subetto D.A., Potakhin M.S., Zobkov M.B. et al. (2019). The development of Lake Onega in the Late Glacial period according to the results of GIS modeling. *Geo-*

- morfologiya*. No. 3. P. 83–90. (in Russ.)
<https://doi.org/10.31857/S0435-42812019383-90>
- Terve.su. Finland [Electronic data]. Access way:
<https://terve.su/ispolinskie-kotly-v-finlyandii> (access date: 01.08.2022)
- The White Sea-Baltic Chanal named after Stalin. (1950). *Bol'shaya Sovetskaya entsyclopedia. 2 izdanie. Tom. 4.* Moscow: Sovetskaya entsyclopediya (Publ.), P. 461. (in Russ.)
- Velichko A.A., Faustova M.A., Pisareva V.V., Karpukhina N.V. (2015). Reconstruction of landscapes formed on the outskirts of the Scandinavian ice sheet during its degradation (in the interval from the maximum cooling to the beginning of the Holocene). *Aktual'nye problemy paleogeografii i stratigrafii pleistotsena: Materialy Vserossiiskoi nauchnoi konferentsii "Markovskie chteniya 2015 goda"*. Moscow: Geograficheskii facul'tet MGU (Publ.), P. 49–51. (in Russ.)
- Vinogradova N.N., Chalov R.S. (2004). Mountain rivers and rivers in the mountains: longitudinal profile, morphology and dynamics of riverbeds. *Geografiya, obshchestvo, okruzhayushchaya sreda. Tom VI. Dinamika i vzaimodeistvie atmosfery i gidrosfery*. Moscow: Gorodets (Publ.), P. 460–469. (in Russ.)
- Voskresensky S.S. (1968). *Geomorfologiya SSSR* (Geomorphology of the USSR). Moscow: Vischaya shchkola (Publ.), 368 p. (in Russ.)

УДК 551.432.7(571.52)

МОРФОЛОГИЯ РЕЛЬЕФА ВНУТРИЛЕДНОГО ПАЛЕОВУЛКАНА ДЕРБИ-ТАЙГА И ПРИЛЕГАЮЩЕЙ ЧАСТИ АЗАССКОГО ПЛАТО (ТОДЖИНСКАЯ КОТЛОВИНА, СЕВЕРО-ВОСТОЧНАЯ ТУВА)[#]

© 2023 г. И. С. Новиков^{1,*}, М. В. Михаревич², С. Г. Прудников³

¹ Институт геологии и минералогии имени академика В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия

² Сибирский научно-исследовательский институт геологии, геофизики и минерального сырья, Новосибирск, Россия

³ Тувинский институт комплексного освоения природных ресурсов СО РАН, Кызыл, Россия

*E-mail: novikov@igm.nsc.ru

Поступила в редакцию 29.04.2022 г.

После доработки 17.07.2022 г.

Принята к публикации 22.12.2022 г.

Азасское плато в Алтае-Саянской горной области является единственной территорией в умеренных широтах континентальной Евразии, где выявлены внутриледные вулканы, образованные при взаимодействии извергающейся лавы со льдом и талыми водами. Орографический фактор в Тоджинской котловине обуславливал развитие в холодные эпохи мощных покровных ледников, площадь которых оценена в 13 тыс. км². Разнообразие геоморфологических единиц, отражающих историю неотектонического развития, вулканизма и оледенений квартала создает уникальную возможность для выполнения палеогеографических реконструкций. Построена геоморфологическая карта на основе выделения генетически однородных поверхностей. Для последних получены морфометрические показатели, парагенезисы и временные ряды, особое внимание уделено рельефу внутриледных вулканов и следам разновозрастных оледенений.

Установлено трехуровневое строение нижнего яруса внутриледных вулканов, формировавшихся во второй половине позднего плейстоцена при толщине ледового покрова в первые сотни метров; обоснован ледниково-экзарационный генезис микрорельефа, который ранее считался водно-ледниковым (катафлювиальным); возраст склонов вулканов верхнего яруса (за исключением вулкана Дербь-Тайга) ограничен поздним неоплейстоценом и, соответственно, омоложены осложняющие их ледниковые долины и кары. Изучение тел сейсмообвалов и стенок отрыва в ледниковых долинах горного массива Дербь-Тайга и сопоставление их со следами Чуйского землетрясения (2003 г.) позволяет оценить магнитуду вызвавшего их голоценового землетрясения как $M_s = 7.5$. Выявлены противоречия результатов геоморфологических исследований палеогеографической картины, восстанавливаемой на основе лишь абсолютных датировок.

Ключевые слова: генетически однородные поверхности, туйя, покровное оледенение, сейсмообвал

DOI: 10.31857/S294917892302007X, **EDN:** ECPNPG

ВВЕДЕНИЕ

Внутриледные вулканы имеют характерные морфологические и петрологические черты, формирующиеся при взаимодействии извергающейся лавы со льдом и водами, возникшими в результате таяния льда. Такие образования были обнаружены в середине XX века на территориях

Исландии (Noe-Nygaard, 1940) и Канады (Mathews, 1947). В дальнейшем они были довольно подробно изучены в геологическом и геоморфологическом плане (Mathews, 1951, 1952; Allen et al., 1982; Jakobsson, Gudmundsson, 2008; Russell et al., 2014; Moles et al., 2018; Hodgetts et al., 2021). В Евразии внутриледные вулканы встречаются чрезвычайно редко. Наиболее масштабной территорией их распространения является Азасское плато Алтае-Саянской горной области. Четвертичные вулканы были выявлены здесь в ходе работ в 1945–1946 гг. С.В. Обручев и М.Л. Лурье впервые нанесли на карту продукты базальтовых излияний и составили первую схему стратигра-

[#] Ссылка для цитирования: Новиков И.С., Михаревич М.В., Прудников С.Г. (2023). Морфология рельефа внутриледного палеовулкана Дербь-Тайга и прилегающей части Азасского плато (Тоджинская котловина, северо-восточная Тува) // Геоморфология и палеогеография. Т. 54. № 2. С. 14–25. <https://doi.org/10.31857/S294917892302007X>; <https://elibrary.ru/ECPNPG>

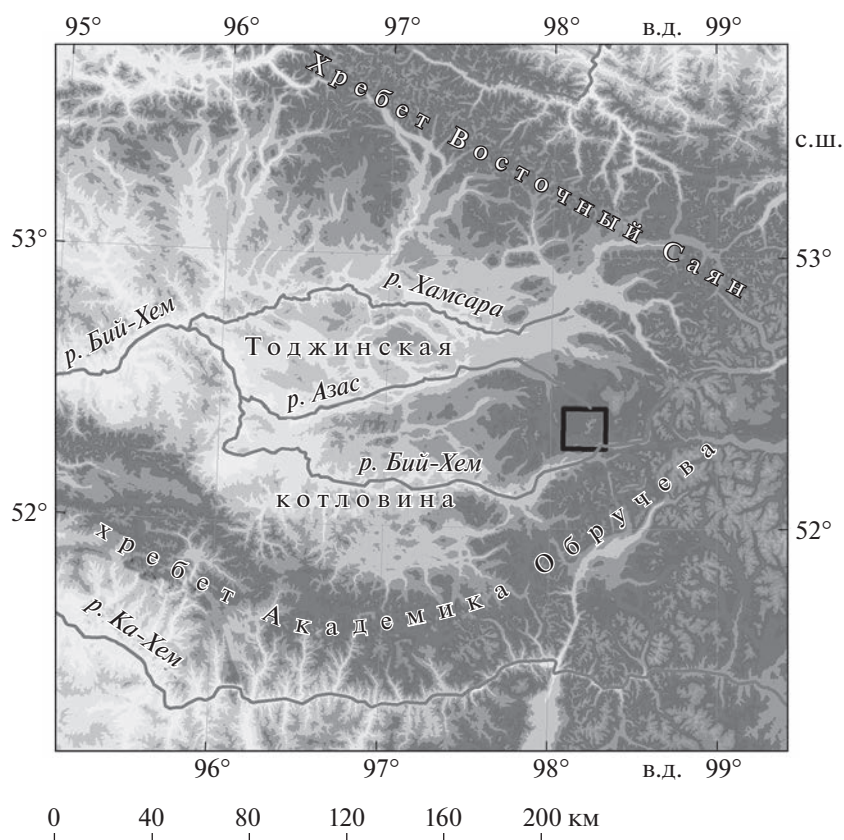


Рис. 1. Схема расположения участка детальных работ на территории Азасского плато. В качестве фона использована трехмерная модель рельефа SRTM.

Fig. 1. Location of detailed study area in the Azas Plateau. 3D terrain model SRTM was used as a background.

фии и тектоники (Лурье, Обручев, 1948). Позднее, в ходе среднемасштабной геологической съемки в середине 1950-х гг. возникло предположение о взаимодействии изверженных пород со льдом (Гросвальд, 1965). Внутриледный характер части вулканических построек был установлен в конце 1990-х гг. (Ярмолюк и др., 1999). Дальнейшее изучение этих образований шло главным образом в петрологическом и геохронологическом направлениях (Yarmolyuk et al., 2001; Демонтерова, 2002; Сугоракова и др., 2003; Arzhannikov et al., 2012). В геоморфологическом отношении внутриледные вулканические постройки изучены намного хуже, и результаты подобных исследований представлены в единичных обзорных работах (Гросвальд, 2003; Komatsu et al., 2007a).

ОРОГРАФИЯ И ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ РЕЛЬЕФА

Рассматриваемая территория расположена в северо-восточной части Алтае-Саянской горной области, которая включает хребты Восточный Саян и Академика Обручева, восточную оконечность хр. Западный Саян и расположенную между

ними обширную область с низко- и среднегорным рельефом — Тоджинскую котловину. В восточной своей части эта котловина раздваивается, разделяясь системой возвышенностей субширотного простирания на две открытые к западу котловины. Северная котловина (Хамсаринская) дренируется реками Хамсара и Азас, а южная (Серлигхемская) — верховьями Бий-Хема, или Большого Енисея (рис. 1). Абсолютные отметки днищ Хамсаринской и Серлигхемской впадин 1000–1500 м, высоты разделяющих их возвышенностей — от 1500–1900 м на западе и до 2300–2600 м на востоке.

Водораздельные части хребтов, обрамляющих Тоджинскую котловину, как и во всей Алтае-Саянской горной области (Новиков, 1998), образованы наиболее приподнятыми неотектоническими блоками. До начала новейшей активизации местность представляла собой пенеплен мел-палеогенового возраста (Гросвальд, 1965). Денудационная равнина сформировалась на отметках немного превышавших уровень моря мелового и палеогенового возраста, составлявший от 250 до 300 м над современным уровнем (Наз, Al-Qahtani, 2005). Время начала интенсивного воздымания,

судя по данным по сопредельным территориям, составляет около 2 млн л. н. (Novikov, Sokol, 2007). Абсолютные отметки Восточного Саяна колеблются в интервале 2200–2500 м, редко достигая 2800 м. У хр. Академика Обручева высоты водоразделов лежат в диапазоне 2000–2500 м (иногда до 2700 м), а у Западного Саяна составляют 2100–2500 м. Несмотря на незначительные абс. высоты, осевые части хребтов переработаны древними ледниковыми процессами с образованием альпинотипного рельефа. Отставшие в воздымании блоки с абс. отметками вершинных поверхностей в пределах 1200–1700 м образуют нижние ступени хребтов и обширную Тоджинскую котловину между ними. Морфология рельефа котловины достаточно типична для Алтае-Саянской горной области: представлены формы озерного, аллювиального и ледникового происхождения. Однако имеется ряд отличительных особенностей. Во-первых, котловина почти не содержит отложений, коррелятивных новейшему этапу развития. В этом она похожа на Кузнецкую впадину, где, несмотря на обрамляющие ее горные сооружения, процессы выноса на неотектоническом этапе преобладают над процессами аккумуляции (Новиков и др., 2013).

Во-вторых, при достаточно небольших абсолютных высотах в восточной половине котловины в холодные эпохи четвертичного периода развивался покровный ледник площадью, по нашим оценкам, около 13 тыс. км² и толщиной, по оценке М.Г. Гросвальда (1965), около 1 км. Восточный Саян и хр. Академика Обручева, соединяющиеся в своих восточных частях, образовывали ловушку в виде открытой в сторону основного направления влагопереноса “воронки”. Такая позиция обеспечивала здесь повышенное количество атмосферных осадков и более мощное оледенение, чем можно было бы ожидать, исходя из абс. высот территории.

В-третьих, восточная часть котловины входит в ареал неоген-четвертичного вулканизма Северной Монголии и Южной Сибири. Совместные проявления на одной площади покровного оледенения и вулканизма приводят к формированию необычных для внутренних частей континентов в умеренных широтах внутриледных вулканов (рис. 2). Формирование их происходит следующим образом: в результате излияний лав базальтового состава на территории, покрытой мощным ледовым покровом, происходит его локальное таяние, но, так как размеры покрова намного превышают размер образовавшегося озера, то оно оказывается запертым в ледяных берегах. Дальнейшие излияния происходят с формированием в озере вулканического острова, сложенного пиллолавами и гиалокластитами, представляющими собой туфоподобные массы, сформированные в результате аккумуляции продуктов преобразо-

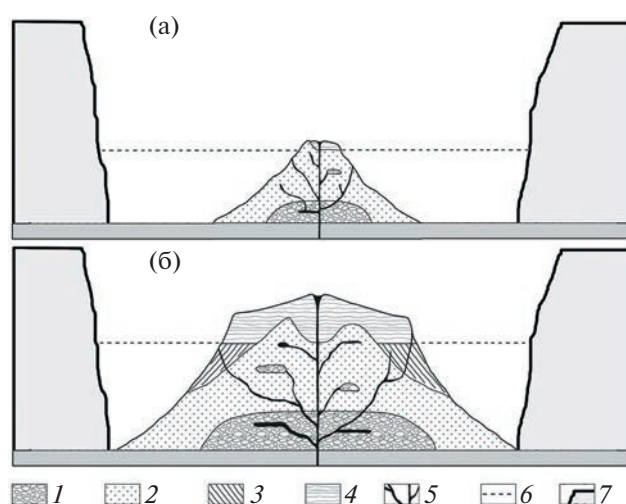


Рис. 2. Схематические разрезы основных типов внутриледных вулканов (по Jakobsson, Gudmundsson, 2008): (а) – тиндар, (б) – туйя. 1 – пиллолавы, 2 – гиалокластиты, 3 – валунники и пески, 4 – покровные лавы, 5 – дайки и подводящие каналы, 6 – уровень воды, 7 – лед.

Fig. 2. Simplified cross-sections of intraglacial volcano basic types (after Jakobsson, Gudmundsson, 2008): (a) – tindar, (b) – tuyai. 1 – pillow lava, 2 – hyaloclastite, 3 – boulders and sands, 4 – cap lava, 5 – dikes and channel ways, 6 – water level, 7 – ice.

вания базальтовых лав в водной среде. При временном затухании вулканической деятельности, продукты извержений размываются и переоткладываются в виде валунников и песков. В зависимости от количества изверженного материала вулканические постройки могут едва возвышаться над уровнем внутриледного озера и образовывать конические формы рельефа – “тиндары” или же широкие столовые возвышенности, поверхность которых бронирована мощным слоем излившихся в субаэральных условиях лав после того, как вулканическая постройка стала выше уровня воды в озере, – “туйи” (Jakobsson, Gudmundsson, 2008). Если излияния происходили в межледниковья, лавы базальтов в силу высокой температуры и малой вязкости растекались на больших территориях и образовывали маломощные покровы с небольшими шлаковыми конусами, формировавшимися над подводящими каналами на финальных стадиях извержений.

В восточную часть Тоджинской котловины вдается приподнятый блок субширотного простирания с абс. отметками вершинного плато 2000–2100 м, над которым возвышаются четвертичные вулканические постройки с высотами до 2600–2700 м. Эта территория носит название Азасского плато. Основанием вулканических построек служит обширное неоген-раннечетвертичное лавовое поле, сформировавшееся в период 2.1–1.2 млн л. н. (Сугоракова и др., 2003) и занимающее всю водораздельную часть блока.

Геологическое строение внутриледных вулканов можно рассмотреть на примере вулкана Дерб-и-Тайга, которое достаточно детально описано А.М. Сугораковой и соавт. (2003). Оно полностью соответствует строению классических построек этого типа, описанных на территории Канады и Исландии, показанному на рис. 2. Склоны вулкана Дерб-и-Тайга образуют гиалокластиты, шаровые лавы, продукты размыва вулканических пород. Как правило, мелкие обломки сложены черным базальтовым стеклом, более крупные обязательно имеют стекловатую внешнюю зону и часто приобретают форму зонально построенных лавовых шаров и подушек, типичных для шаровых лав. Цементирующая масса представлена мелко- и тонкообломочным вулканическим стеклом, в значительной степени хлоритизированным. Разные по размеру обломки хаотически перемешаны в пределах крупных линзообразных залежей гиалокластитов мощностью до 10–15 м. Местами отдельные пачки слоев гиалокластитов разделены крупными линзами палагонитизированного вулканического песка с тонкой горизонтальной слоистостью, перебитого в озерных условиях. В строении вулканокластического комплекса отмечаются также достаточно крупные фрагменты лавовых потоков, в том числе в виде шаровых лав, а также отдельные штокообразные лавовые тела. Последние характеризуются изометричными формами выходов и по вертикали прослеживаются на многие десятки метров. Они отвечают выводящим каналам лавовых излияний. Разнотипные проявления массивных лав (как шаровых, так и штокообразных) имеют стекловатые зоны контактов и заключены в лавовую и гиалокластитовую матрицу. Их контактные поверхности обычно плохо выражены вследствие постепенной смены массивных лав брекчией вулканических стекол. Вулканокластический комплекс составляет основной объем пород вулкана, его видимая мощность составляет более 550 м. Вверх по разрезу он с переслаиванием сменяется серией лавовых потоков сильно пористых базальтов общей мощностью 50–70 м. Последние бронируют вершинное плато Дерб-и-Тайга. Очевидно, что породы лавовой кровли одновозрастны с вулканокластитам, но изливались уже над уровнем подледного озера. Состав пород вулкана, как лав, так и вулканокластического комплекса, варьирует от субщелочных оливиновых базальтов до базанитов (Сугоракова и др., 2003).

Изотопное датирование гиалокластитов и перекрывающих их базальтов дает представление о времени существования на рассматриваемой территории ледниковых покровов. Так, гиалокластиты внутриледных вулканов Приозерного и Соруг-Чушку-Узю Азасского плато по К-Аг определениям имеют возраст 60–75 тыс. л., что свидетельствует о масштабном (покровном) характере

первого позднеплейстоценового оледенения. Расположенный рядом с ними и извергавшийся явно в субаэральных условиях вулкан Улуг-Аргинский по результатам К-Аг датирования имеет возраст 48 тыс. лет (Yarmolyuk et al., 2001), что должно указывать на полную деградацию ледников в этой части Восточного Саяна в период между первым и вторым позднеплейстоценовыми оледенениями. Второе оледенение в пределах исследуемой территории предположительно носило горно-долинный характер. Возраст ледниковых отложений в долинах Окинского плоскогорья по данным ^{10}Be датирования составляет 16.44 ± 0.38 тыс. л. и 22.80 ± 0.56 тыс. л. (Arzhanikov et al., 2012).

Возраст лавового покрова на вершине горного массива Дерб-и-Тайга по результатам К-Аг датирования оценивается как 760 ± 50 тыс. л. (Yarmolyuk et al., 2001). Если определения верны, то этот вулкан сформировался внутри мощного раннечетвертичного ледникового щита. Достоверно установленные формы ледникового рельефа и моренные отложения этого возраста в пределах Алтае-Саянской горной области на сегодня не известны. Это послужило основанием для проведения полевого геолого-геоморфологического изучения объекта и построения на район детальной геоморфологической карты. Полевые исследования были проведены в июне–июле 2021 г., в ходе работ использовались космические снимки с разрешением 1 м, геологические карты масштаба 1 : 200 000 и топографические карты масштаба 1 : 50 000; применялся метод выделения генетически однородных поверхностей.

ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ РАЙОНА ГОРНОГО МАССИВА ДЕРБИ-ТАЙГА

Горный массив Дерб-и-Тайга представляет собой столовую возвышенность с абс. высотами вершинного плато 2400–2600 м, расположенную на поверхности плато с отметками 2000–2200 м (рис. 3). Данный массив был выбран нами как полигон для детального исследования, поскольку его геоморфологическое строение типично и для других подобных массивов, а также на его территорию в открытом доступе есть крупномасштабные топографические карты и космические снимки высокого разрешения. В плане полигон имеет форму квадрата со стороной около 17 км. В ходе полевых работ были установлены генетические разновидности элементов рельефа. На этапе последующих камеральных исследований в результате дешифрирования цифровых моделей рельефа и космических снимков высокого разрешения в пределах полигона были выделены генетически однородные поверхности, имеющие на местности размеры более 250 м хотя бы по одному

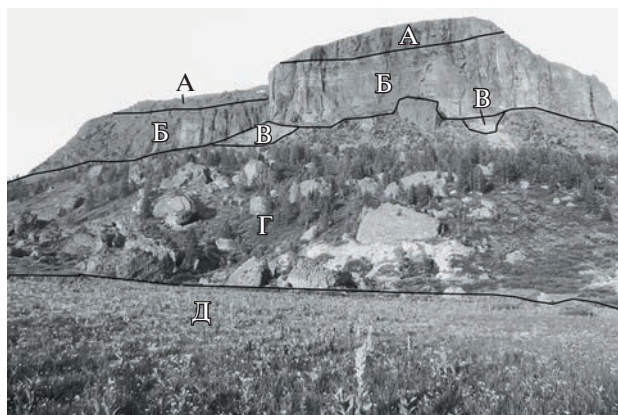


Рис. 3. Внутриледный вулкан Дерби-Тайга. Вид с юго-запада, относительная высота над прилегающей равниной 600 м (фото И.С. Новикова). А — покровные лавы, Б — гиалокластиты, В — валунники и пески, Г — сейсмообвал, Д — базальные лавы.

Fig. 3. Derbi-Taiga intraglacial volcano. View from the southwest, relative height above the adjacent plain 600 m (photo courtesy I.S. Novikov). А — lava cap, Б — hyaloclastite, В — boulders and sands, Г — seismic-induced rockfall, Д — basal lava.

из измерений. Наиболее сложно устроен сам массив; плато, на котором он расположен, имеет более простую геоморфологическую структуру (рис. 4).

Класс аккумулятивных поверхностей. Поверхности ледниковой аккумуляции представлены моренными равнинами (**gl2**) и моренными полями малого ледникового периода (**gl1**). Моренные равнины имеют общий уклон 1–3°, мелкогрядовый микрорельеф с высотой гряд до 1 м при ширине 100–200 м. Сложены они диамиктоном позднеплейстоценовой донной морены с валунами гранитного и базальтового состава диаметром обычно менее 0.5 м, сплошным чехлом перекрывающей поверхность базисной вулканической равнины. Участки сплошного распространения донной морены имеют вытянутую в плане форму (длиной до 7–8 км и шириной 1–2 км). Поверхность задернована и покрыта кустарником. Моренные поля, предположительно относящиеся к малому ледниковому периоду, представлены в пределах полигона единичным участком в верховьях каровой лестницы, врезанной в горный массив Дерби-Тайга с востока. Имеют незадернованную поверхность с общим уклоном до 5° с бугристо-грядовым микрорельефом, сложены диамиктоном с плохо окатанными валунами размером до 1–2 м, налегающим на задернованную поверхность позднеплейстоценовой донной морены.

Поверхности озерной аккумуляции представлены песчано-галечными равнинами (**lm1**), расположенными обычно в понижениях моренных равнин. Озерные равнины субгоризонтальные, имеют слегка вытянутую в плане форму (500 × 1500 м).

Как правило, они задернованы, но в центральных частях часто расположены современные мелко-водные озера.

Поверхности гравитационной аккумуляции представлены осыпными конусами и шлейфами (**kl1**), а также телами обвалов (**kl2**). Осыпи и обвалы распространены исключительно в пределах склонов долин, врезанных со всех сторон в горный массив Дерби-Тайга. Осыпные конусы расположены у подножий крутых склонов долин, где обычно сливаются в шлейфы шириной 100–200 м и протяженностью до 2–2.5 км. Угол наклона осыпей варьирует от 28 до 38° в зависимости от крупности слагающих их обломков. Обвалы тяготеют к подножьям склонов ступенчатых каровых долин горного массива Дерби-Тайга. Они развиты преимущественно в долинах, врезающихся в него с запада и востока. Судя по налеганию на задернованную поверхность современных пойм и практически полному отсутствию эпигенетических изменений, обвалы имеют голоценовый возраст. Они представляют собой изометричные тела с бугристой субгоризонтальной поверхностью и крутым (30–35°) уступом по внешней границе. Размеры наиболее крупных обвальных тел достигают 1 км в поперечнике, иногда отдельные обвалы сливаются в протягивающиеся вдоль подножья склонов полосы шириной 150–500 м и протяженностью до 2.5 км. Тела обвалов в основном сложены обломками гиалокластитов, размер которых может достигать 20–35 м в поперечнике; некоторые крупные обломки укатились на 50–150 м от внешней границы этих тел. По всем признакам данные обвалы имеют сейсмогенное происхождение. При этом на изученной территории тектоногенные уступы и системы сейсмогенных разрывов не обнаружены. Неотектонический разлом, с которым связано землетрясение, вызвавшее масштабное обрушение склонов долин горного массива, проходит за пределами изученной территории. Вероятнее всего он образует восточное ограничение хр. Улуг-Арга в 19 км к западу от центра массива Дерби-Тайга, которое уже отмечалось в качестве сейсмогенной структуры (Аржанников, 2000). Сейсмообвалы аналогичного масштаба в сходной геоморфологической ситуации сформировались в 2003 г. на Горном Алтае в ходе землетрясения с $M_s = 7.5$ (Лунина и др., 2006).

Аккумулятивные поверхности временных водотоков имеют незначительное распространение в пределах рассматриваемой территории. Они представлены конусами выноса (**pl1**), сформировавшимися в позднем неоплейстоцене при размыве слабосцементированных гиалокластитовых толщ внутриледных вулканов в ходе дегляциации. Задернованные пролювиальные поверхности имеют наклон 5° и сложены гравийно-глинистым материалом. Они локализованы у южных и западных подножий горного массива Дерби-Тайга, ко-

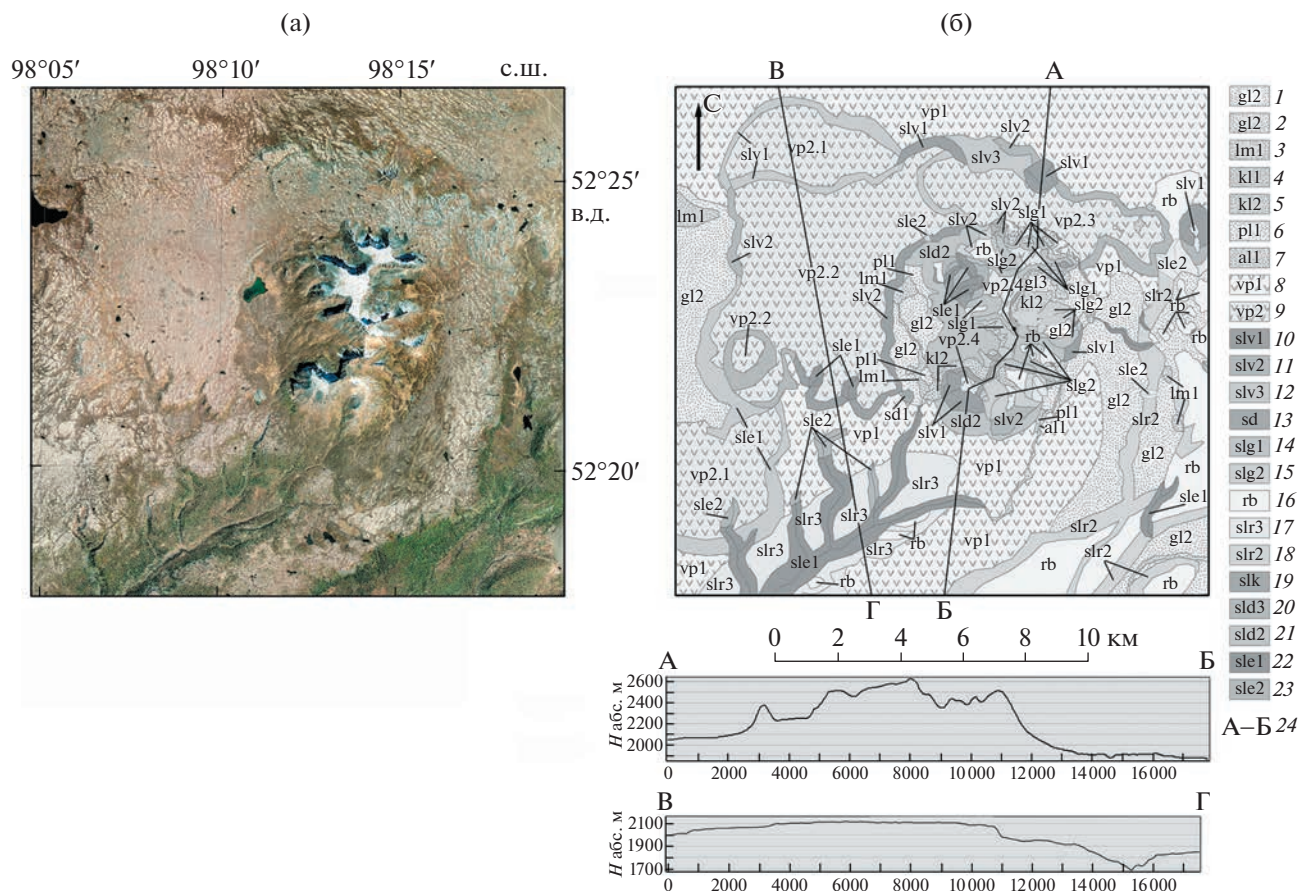


Рис. 4. Космический снимок LANDSAT (А) и геоморфологическая карта (Б) района внутриледного вулкана Дербь-Тайга. *Генетически однородные поверхности. Аккумулятивные:* 1 – моренные равнины, 2 – моренные поля малого ледникового периода, 3 – озерные равнины, 4 – осыпные конусы, 5 – тела обвалов, 6 – пролювиальные конусы, 7 – пойма и первая надпойменная терраса, 8 – базисная вулканическая равнина, 9 – вершинные плато внутриледных вулканов; *склоны внутриледных вулканов:* 10 – крутые, 11 – средней крутизны, 12 – пологие; *денудационные:* 13 – отпрепарированные подводящие каналы вулканов; *склоны ледниковых долин:* 14 – крутые, 15 – средней крутизны; 16 – экзарационные равнины; *экзарационные склоны:* 17 – пологие, 18 – средней крутизны; 19 – стенки отрыва обвалов; 20 – пологие привершинные склоны; 21 – средней крутизны склоны подножий (педименты); *склоны эрозионных долин:* 22 – крутые, 23 – средней крутизны; 24 – линии гипсометрических профилей.

Fig. 4. Satellite image LANDSAT (a) and geomorphological map (b) of Derbi-Taiga intraglacial volcano. *Land units. Accumulative:* 1 – moraine plains, 2 – moraine areas of the Little Ice Age, 3 – lake plains, 4 – talus cones, 5 – rockfall bodies, 6 – proluvial cones, 7 – floodplain and the first floodplain terrace, 8 – basal volcanic plain, 9 – top plateaus of intraglacial volcanoes; *intraglacial volcano slopes:* 10 – steep, 11 – average steepness, 12 – gentle; *denudation:* 13 – prepared channelways of volcanoes; *glacial valleys slopes:* 14 – steep, 15 – average steepness; 16 – exaration flats; *exaration slopes:* 17 – gentle, 18 – average steepness; 19 – rockfalls rupture surfaces; 20 – gentle upper slopes; 21 – foothill slopes of average steepness – pediments; *erosion valley slopes:* 22 – steep, 23 – average steepness; 24 – hypsometric curve lines.

торые в силу экспозиции раньше и быстрее освобождались от ледникового покрова; активно используется местными оленеводами в качестве летних пастбищ.

Аккумулятивные поверхности постоянных водотоков, стекающих с западного, южного и восточного склонов горного массива Дербь-Тайга представлены сближенными по высоте поймой и первой надпойменной террасой (a11). Их ширина на субгоризонтальных участках моренных и вулканических равнин достигает 100 м за счет блуждания водотоков. В днищах эрозионных долин они, как правило, менее 10 м шириной и не выра-

жаются в масштабе карты. Сложены днища эрозионных долин валунно-галечными отложениями, частично задернованы и покрыты кустарником.

Поверхности вулканической аккумуляции являются самыми распространенными на рассматриваемой территории и составляют более 75% ее площади. Они образуют несколько высотных уровней ступенчатой равнины Азасского плато. Наименьшие гипсометрические отметки имеет базисная вулканическая равнина (vp1). Она сформировалась до начала или на ранних этапах неотектонической активизации при массовых излияниях базальтов на нерасчлененную поверхность

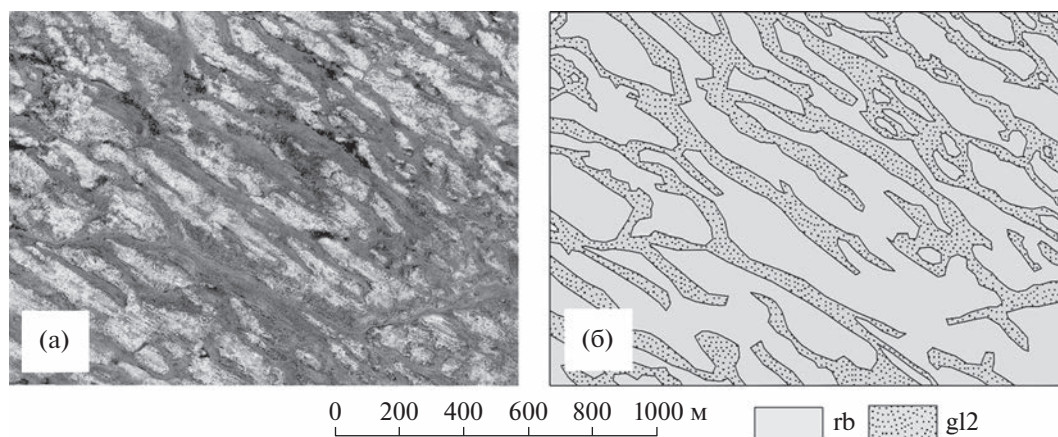


Рис. 5. Характер преобразования поверхности Азасского плато: (а) — космический снимок LANDSAT, (б) — геоморфологическая карта. rb — поверхности донной экзарации, gl2 — поверхности, сложенные мореными отложениями.

Fig. 5. Pattern of transformation of the Azas Plateau surface: (a) — satellite image LANDSAT, (b) — geomorphological map. rb — bottom exaration surfaces, gl2 — surfaces of moraine accumulation.

мел-палеогенового пенеплена. Мощность базальтов в краевых частях Азасского плато местами достигает 250 м. В центральной части она, вероятно, не превышает 50 м, поскольку там базальты не перекрывают сложенные гранитами остаточные возвышенности пенеплена. Определение К-Аг методом возраста базальтов этой вулканической равнины показывает, что ее формирование происходило в интервале 2.1–1.2 млн л. н. (Сугоракова и др., 2003). Поверхность базальной равнины субгоризонтальная с небольшими уклонами в сторону северной и южной границ Азасского плато. В пределах полигона ее высотные отметки в центральной части составляют 2100–2150 м, на южной границе 1850–1860 м (среднее снижение 30 м на 1 км). Абсолютные отметки вдоль северной границы полигона — 2000–2050 м (среднее снижение 20 м на 1 км).

Базисная вулканическая равнина Азасского плато и вершинные плато внутриледных вулканов нижнего уровня несут на себе следы обработки покровным ледником в виде системы выпуклых протяженных валов, понижения между которыми заполнены материалом донной морены (рис. 5). Системы валов немного напоминают следы деятельности талых вод, образующихся при катастрофической дегляциации в ходе вулканических извержений, зафиксированных в Исландии (Björnsson, 2003). Основываясь на этом сходстве, некоторые исследователи считают, что микрорельеф поверхности Азасского плато сформировался аналогичным образом (Komatsu et al., 2007b). Однако известные в пределах Алтае-Саянской горной области следы катастрофических потоков имеют совершенно другую морфологию и локализацию в структуре рельефа (Новиков, Парначев, 2000) и всегда находятся в тесной корреляции с характерными отложениями (Зольников, Деев, 2012; Зольников и др., 2021), что не позволя-

ет присоединиться к мнению Г. Комацу с соавторами.

Над базисной вулканической равниной возвышается серия внутриледных вулканов, высота которых зависит от глубины внутриледных озер, которая, вероятно, прямо связана с толщиной ледового покрова Азасского плато на момент извержения. Морфологически внутриледные вулканы представляют собой столовые возвышенности, имеющие изометричную в плане форму и поперечные размеры от 2 до 7 км, они образуют несколько гипсометрических уровней. Нижний из них (**vp2.1**) имеет абс. отметки 1950–2050 м, возвышаясь над базисной равниной на 40–70 м; следующий по высоте (**vp2.2**) имеет отметки 2100–2150 м, а третий уровень (**vp2.3**) — 2170–2220 м. Наибольшие высотные отметки, составляющие 2500–2570 м (максимальная — 2654 м), имеет вершинное плато горного массива Дерби-Тайга (**vp2.4**).

Вершинные плато внутриледных вулканов обрамляют склоны, отделяющие их от базисной равнины или вершинных плато более низких уровней. Они подразделяются на крутые склоны внутриледных вулканов (**slv1**) — 25–29°, склоны средней крутизны (**slv2**) — около 20° и пологие (**slv3**) — около 15°. Поскольку одна постройка может иметь склоны разной крутизны, их наклон, вероятно, не связан с возрастом и, скорее всего, является результатом особенностей взаимодействия с водой или льдом, ограничивавшим растекание продуктов извержения. Склоны всех внутриледных вулканов полигона, за исключением вулкана Дерби-Тайга, сформировались в позднем неоплейстоцене и слабо расчленены последующей эрозией. В ходе дальнейшего экзогенного преобразования геоморфологическая структура горных массивов, образованных внутриледным вулканизмом, существенно усложнилась в ре-

зультате отступления склонов и расчленения массивов ледниковыми, эрозионными и гравитационными процессами, а также за счет аккумуляции выносимого материала в пределах днищ формирующихся долин и у подножья склонов. Сейчас в пределах наиболее древних внутриледных вулканов представлены практически все разновидности геоморфологических элементов Азасского плато, как аккумулятивного, так и денудационного генезиса.

Отдельные внутриледные вулканы при своем формировании не выросли выше уровня внутриледного озера. В этом случае у них не сформировано вершинное плато, и они имеют форму конуса.

Класс денудационных поверхностей. Поверхности избирательной денудации крайне редки на территории Азасского плато и в пределах полигона представлены единственным элементом — склонами холма крутизной около 20–25°, представляющего собой отпрепарированный подводящий канал вулкана (**sd1**). Высота холма около 60 м, диаметр 350 м, он сложен хорошо раскристаллизованными толстоплитчатыми порфировидными долеритами, резко контрастирующими с остальными вулканитами территории.

Ступенчатые каровые долины (каровые лестницы) в пределах полигона развиты только в горном массиве Дерби-Тайга. Они врезаны в него со всех сторон, расчленив его до такой степени, что от вершинного плато первоначальной площади примерно 13 км² к настоящему времени сохранилось только около 2 км², т.е. около 15%. В южной части массива долины противоположных склонов уже встретились верховьями, где образовался гребневидный водораздел с высотами на 50–100 м ниже прилегающих участков вершинного плато. Длина долин составляет обычно 1.5–2.5 км, ширина 1–1.5 км, глубина — около 300 м.

Склоны ледниковых долин, как правило, состоят из двух частей. Экзарационная — выпаханная — нижняя часть в условиях Алтае-Саянской области обычно перекрыта осыпями. Верхние две трети склона ледниковых долин — обвально-осыпные, изрезанные кулуарами.

Таким образом, выделяются склоны ледниковых долин крутые (**slg1**) и средней крутизны (**slg2**). Крутые склоны часто осложнены стенками отрыва обвалов, на таких участках их крутизна достигает 50–75°. Они слабо расчленены лавинно-осыпными лотками (кулуарами), в основании которых всегда расположен осыпной шлейф. Обращены крутые склоны обычно на СВ и В. Склоны средней крутизны имеют углы наклона, близкие к естественному откосу — 29–33°. Они обычно на всю высоту покрыты маломощным слоем коллювия, сквозь который проступают скальные породы.

Поверхности экзарации, образующиеся за счет выпаживания при движении ледника, широко

ко распространены в пределах участка, но, как правило, на них формируется микрорельеф, незначительно изменяющий первичные поверхности вулканической аккумуляции. Если изменения незначительные, на карте такие поверхности показываются как базальтовые плато. Если экзарационные процессы полностью преобразуют исходную поверхность, то такие участки изображены как экзарационные. Среди них выделяются собственно экзарационные поверхности (**rb**) и экзарационные склоны пологие (**slr3**) и средней крутизны (**slr2**). Экзарационные поверхности имеют углы наклона от 0 до 5°, к ним могут быть отнесены днища каровых лестниц массива Дерби-Тайга и ложбин растекания покровного ледника, по которым ледовые массы двигались с Азасского плато на ЮЗ. Глубина этих трогов 350–400 м при ширине от 3 до 4 км. Экзарационные склоны образуют борта ложбин растекания и ригели каровых лестниц. Среди них выделяются крутые (24–29°) и средней крутизны (15–20°). От склонов ледниковых долин они отличаются очень слабым развитием осыпных процессов и сохранностью первичных структур ледовой обработки типа бараньих лбов. В пределах днищ ступенчатых каровых долин также сохранились ледниковые борозды и бараньи лбы. В пределах ложбин растекания склоны частично задернованы, а ниже абс. высот 1800–1900 м покрыты разреженной лесной растительностью, среди которой также проступают многочисленные бараньи лбы.

Поверхности гравитационной денудации представлены стенками отрыва обвалов (**slk1**). Они осложняют борта ледниковых долин, образуя в них выемки в форме цирков. Стенки отрыва имеют крутизну 50–75°, протяженность 1500–2500 м и высоту от 120 до 280 м.

Делювиальные склоны представлены на территории двумя видами, развитыми только в пределах массива Дерби-Тайга. Это пологие привершинные склоны (**sld3**) крутизной 11–15°, занимающие промежуточную позицию между субгоризонтальным вершинным плато и крутыми склонами ледниковых долин. Сюда мы относим и педименты средней крутизны (**sld2**), образующие южное и западное подножия массива Дерби-Тайга. Они имеют углы наклона 7–11° и выработаны в толще гиалокластитов в ходе отступления склонов горного массива. Ширина педиментов составляет от 300 до 900 м, нижняя их граница смыкается с базальтовым плато основания.

V-образные эрозионные долины мало распространены в пределах полигона. Как правило, они имеют незначительные размеры и приурочены к местам пересечения водотоками уступов, ограничивающих низкие внутриледные вулканы, или ригелей в днищах ледниковых долин. Длина эрозионных долин обычно менее 2000 м, ширина не

превышает 300 м, а глубина — 40–50 м. Единственным исключением является врезанная в дно широкой экзарационной ложбины растекания в южной части полигона более узкая и глубокая эрозионная долина протяженностью более 8 км с системой северных притоков длиной до 3 км, шириной до 600 и глубиной до 180 м, которая, вероятно, образовалась при опорожнении внутриледных озер в ходе последней дегляциации. В их пределах могут быть выделены: крутые (20–25°, редко до 30°) склоны эрозионных долин (**sle1**), склоны средней крутизны (**sle2**), обычно развитые в верховьях долин и имеющие уклон 15–20°.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

По мнению А.М. Сугораковой и соавт. (Litasov et al., 2001; Сугоракова и др., 2003), Азасское плато в пределах рассматриваемого полигона имеет двухъярусное строение. Нижний ярус образует лавовое плато, поверхность которого имеет резкий экзарационный грядово-холмистый рельеф с пологим понижением на северо-запад (1–3°) и абс. отметками 2200–1250 м. Поверхность лавового плато интенсивно обработана ледником — присутствуют экзарационные ложбины, моренные валуны. Верхний ярус образуют многочисленные возвышения до 400–700 м над сглаженными междуречьями плато типа столовых гор — останцы вулканических сооружений. Вершинные поверхности этих строений чаще всего бронированы лавами, имеют плоскую форму и углы наклона до 5–7°. Таким образом, в ходе предшествующих исследований возникло мнение, что Азасское плато сложено, главным образом, древними покровными базальтами, излившимися в доледниковую эпоху, над которыми возвышаются вулканические постройки, часть из которых сформировалась во внутриледных условиях.

Наши исследования показывают, что строение нижнего яруса рельефа Азасского плато несколько более сложное, поскольку включает помимо собственно базисной равнины еще три уровня, образованные вершинными плато низких, но широких внутриледных вулканов, также формировавшихся в водной среде, но при существенно меньшей толщине льда. Если высокие туйи возникли при покровном оледенении мощностью 1000 м и более, то низкая их разновидность образовалась при толщине ледового покрова в первые сотни метров.

Таким образом, далеко не вся базисная равнина нижнего яруса Азасского плато образовалась в период 2.1–1.2 млн л. н. (Сугоракова и др., 2003) в результате излияния базальтов на поверхность слаборасчлененного мел-палеогенового пенеплена в субэразальных условиях. Наши исследования показали, что в ее пределах могут быть выделены невысокие ступени, сформировавшиеся позже в

окружении маломощных ледяных покровов. Судя по отсутствию или очень слабому эрозионному расчленению низких внутриледных вулканов, они полностью или частично сформировались во второй половине позднего плейстоцена. Это свидетельствует против устойчивого мнения (Agzhannikov et al., 2012), что второе позднеплейстоценовое оледенение имело здесь исключительно горно-долинный характер. Наши исследования показывают, что в пределах Азасского плато оно также было покровным, хотя и менее мощным, подтверждая альтернативную точку зрения (Гросвальд, 2003).

Внутриледный вулканизм сформировал не только отдельные горные массивы, возвышающиеся над относительно ровной поверхностью Азасского плато, но и значительную часть самого плато, образовав на нем обширные низкие столовые возвышенности, высота которых в 10–100 раз меньше ширины, и, при беглом взгляде, эти возвышенности воспринимаются как части нижнего уровня плато.

БЛАГОДАРНОСТИ

Работа выполнена по государственным заданиям Тувинского института комплексного освоения природных ресурсов СО РАН (FUF5-2021-0002), Института геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН (FWZN-2022-0036), полевые исследования — при поддержке РФФИ (проект № 20-05-00605).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Аржанников С.Г. (2000). Палеосейсмодислокации в зоне влияния Оттугтайгино-Азасского разлома (Восточная Тува) // Геология и геофизика. Т. 41. № 11. С. 1499–1504.
- Гросвальд М.Г. (2003). Оледенения и вулканизм Саяно-Тувинского нагорья // Известия АН СССР. Серия географическая. № 2. С. 83–92.
- Гросвальд М.Г. (1965). Развитие рельефа Саяно-Тувинского нагорья. М.: Наука, 167 с.
- Демонтерова Е.И. (2002). Позднекайнозойский магматизм Восточной Тувы. Дис. ... канд. геол.-мин. наук. Иркутск: ИЗК СО РАН, 157 с.
- Зольников И.Д., Деев Е.В. (2012). Проблемы диагностики гляциальных суперпаводков неоплейстоцена в Горном Алтае // Лед и снег. Т. 52. № 3. С. 79–86. <https://doi.org/10.15356/2076-6734-2012-3-79-86>
- Зольников И.Д., Новиков И.С., Деев Е.В. и др. (2021). О фациальном составе и стратиграфическом положении четвертичной верхнеинисейской толщи в Тувинской и Минусинской впадинах // Геология и геофизика. Т. 62. № 10. С. 1377–1390. <https://doi.org/10.15372/GiG2020186>
- Лунина О.В., Гладков А.С., Новиков И.С. и др. (2006). Сейсмогенные деформации и поля напряжений в разломной зоне Чуйского землетрясения 2003 г., Ms = 7.5 (Горный Алтай) // Геотектоника. № 3. С. 52–69.

- Лурье М.Л., Обручев С.В. (1948). Геологические исследования в северо-восточной Туве в 1945–1946 гг. // Известия АН СССР. Серия геологическая. № 4. С. 97–114.
- Новиков И.С. (1998). Роль тектоники в эволюции рельефа Горного Алтая // Геоморфология. № 1. С. 82–91.
- Новиков И.С., Парначев С.В. (2000). Морфотектоника позднечетвертичных палеоозер в долинах и межгорных впадинах Юго-Восточного Алтая // Геология и геофизика. Т. 41. № 2. С. 227–238.
- Новиков И.С., Черкас О.В., Мамедов Г.М. и др. (2013). Этапы активации и тектоническая делимость Кузнецкого угольного бассейна (Южная Сибирь) // Геология и геофизика. Т. 54. № 3. С. 424–437.
- Сугоракова А.М., Ярмолук В.В., Лебедев В.И. (2003). Кайнозойский вулканизм Тувы. Кызыл: ТувИКОПР, 2003. 90 с.
- Ярмолук В.В., Лебедев В.И., Аракелянц М.М. и др. (1999). Новейший вулканизм Восточной Тувы: хронология вулканических событий на основе К-Аг датирования // Доклады РАН. Т. 368. № 2. С. 244–249.
- Allen C.C., Jercinovic M.J., Allen J.S.B. (1982). Subglacial volcanism in north-central British Columbia and Iceland // Journal of Geology. Vol. 90. No. 6. P. 699–715. <https://doi.org/10.1086/628725>
- Arzhannikov S.G., Braucher R., Jolivet M. et al. (2012). History of late pleistocene glaciations in the central Sayan-Tuva Upland (southern Siberia) // Quaternary Science Reviews. Vol. 49. P. 16–32.
- Björnsson H. (2003). Subglacial Lakes and Jökulhlaups in Iceland // Global and Planetary Change. Vol. 35. Iss. 3–4. P. 255–271.
- Haq B.U., Al-Qahtani A.M. (2005). Phanerozoic cycles of sea-level change on the Arabian Platform // GeoArabia. No. 10. P. 127–160. <https://doi.org/10.2113/geoarabia1002127>
- Hodgetts A.G.E., Mc Garvie D., Tuffen H., Simmons I.C. (2021). The Thorolfssfell tuya, South Iceland – A new type of basaltic glaciovolcano // Journal of Volcanology and Geothermal Research. Vol. 411. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2021.107175>
- Jakobsson S.P., Gudmundsson M.T. (2008). Subglacial and intraglacial volcanic formations in Iceland // Jökull. No. 58. P. 179–196. <https://doi.org/10.33799/jokull2008.58.179>
- Komatsu G., Arzhannikov S.G., Arzhannikova A.V., Ershov K. (2007a). Geomorphology of subglacial volcanoes in the Azas Plateau, the Tuva Republic, Russia // Geomorphology. Vol. 88. Iss. 3–4. P. 312–328. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2006.12.002>
- Komatsu G., Arzhannikov S.G., Arzhannikova A.V., Ori G.G. (2007b). Origin of glacial-fluvial landforms in the Azas Plateau volcanic field, the Tuva Republic, Russia: Role of ice-magma interaction // Geomorphology. Vol. 88. Iss. 3–4. P. 352–366. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2006.12.003>
- Litasov Y., Hasenaka T., Litasov K. et al. (2001). Petrologic characteristics of Cenozoic alkaline basalts from the Azas Plateau, northeast Tuva (Russia) // Northeast Asian Studies. Sendai, Japan: Tohoku University, Center for Northeast Asian Studies. Vol. 6. P. 201–226.
- Mathews W.H. (1947). “Tuyas”, flat-topped volcanoes in northern British Columbia // American Journal of Science. Vol. 245. No. 9. P. 560–570. <https://doi.org/10.2475/ajs.245.9.560>
- Mathews W.H. (1951). The Table, a flat-topped volcano in southern British Columbia // American Journal of Science. Vol. 249. No. 11. P. 830–841. <https://doi.org/10.2475/01.2019.02>
- Moles J.D., McGarvie D., Stevenson J.A., Sherlock S.C. (2018). Geology of Tindfjallajökull volcano, Iceland // Journal of Maps. Vol. 14. No. 2. P. 22–31. <https://doi.org/10.2475/ajs.250.8.553>
- Noe-Nygaard A. (1940). Sub-glacial volcanic activity in ancient and recent times (studies in the palagonite-system of Iceland No. 1) // Folia Geograph. Danica. København: I Kommission Hos H. Hagerups Forlag. Vol. 1. No. 2. 67 p.
- Novikov I.S., Sokol E.V. (2007). Combustion metamorphic events as age markers of orogenic movements in Central Asia // Acta Petrologica Sinica. Vol. 23. No. 7. P. 1561–1572.
- Russell J.K., Edwards B.R., Porritt L., Ryane C. (2014). Tuyas: a descriptive genetic classification // Quaternary Science Reviews. Vol. 87. P. 70–81. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2014.01.001>
- Yarmolyuk V.V., Lebedev V.I., Sugorakova A.M. et al. (2001). The Eastern Tuva region of recent volcanism in Central Asia: periods, products and types of volcanic activity // Volcanology and Seismology. No. 3. P. 3–32.

MORPHOLOGY OF THE RELIEF OF THE INTRAGLACIAL PALEOVOLCANO DERBY-TAIGA AND THE ADJACENT PART OF THE AZASS PLATEAU (TODZHA BASIN, NORTH-EASTERN TUVA)¹

I. S. Novikov^{a, #}, M. V. Miharevich^b, and S. G. Prudnikov^c

^a Sobolev Institute of Geology and Mineralogy of SB RAS, Novosibirsk, Russia

^b Siberian Research Institute of Geology, Geophysics and Mineral Raw Materials, Novosibirsk, Russia

^c Tuvinian Institute for Exploration of Natural Resources of SB RAS, Kyzyl, Russia

[#]E-mail: novikov@igm.nsc.ru

The Azass Plateau in the Altai-Sayan mountain region is the only known territory in the continental Eurasia know for distribution of intraglacial volcanoes formed by the interaction of erupting lava with ice and melt

¹ For citation: Novikov I.S., Miharevich M.V., Prudnikov S.G. (2023). Morphology of the relief of the intraglacial paleovolcano Derby-Taiga and the adjacent part of the Azass Plateau (Todzha Basin, north-eastern Tuva). *Geomorfologiya i Paleogeografiya*. Vol. 54. No. 2. P. 14–25 (in Russian). <https://doi.org/10.31857/S294917892302007X>; <https://elibrary.ru/ECPNPG>

waters. The orographic factor in the Todzha Basin caused the development of thick shield glaciers covering the area of approximately 13000 km² during cold epochs.

The variety of geomorphological units reflecting the history of neotectonic evolution, volcanism and Quaternary glaciations creates a unique opportunity to perform paleogeographic reconstructions. The geomorphological map is constructed based on the selection of genetically homogeneous surfaces. Morphometrical indicators, paragenesis and time series were obtained for the later. A special attention was paid to the relief of intraglacial volcanoes and traces of glaciations of different ages.

The lower level of intraglacial volcanoes formed in the second half of the Late Pleistocene was subdivided into three levels. These volcanoes formed under a few hundreds of meters of ice. The glacial-exaration genesis of microrelief under the influence of the inland ice was established as appose to the previously accepted water-glacial (catafluvial) genesis. The age of the upper slopes of volcanoes (except the Derbi-Taiga volcano) is the Late Pleistocene. Consequently, glacial valleys and kars complicating them are rejuvenated.

The study of the rockfall bodies triggered by an earthquake and rockfalls rupture surfaces in glacial valleys of the Derbi-Taiga mountain massif and their comparison with the traces of the Chuya earthquake (2003) allowed to estimate the $M_s = 7.5$ magnitude of the Holocene earthquake that caused them.

Presented results of the geomorphological investigation contradict the paleogeographic reconstructions performed earlier on the basis of absolute dating.

Keywords: genetically homogeneous planation surfaces, tuya, intraglacial volcanoes, inland ice, seismic rock-fall

ACKNOWLEDGMENTS

The work was carried out according to the state tasks of Tuvian Institute for Exploration of Natural Resources of Siberian Branch of RAS (FUFs-2021-0002), Sobolevs Institute of Geology and Mineralogy of Siberian Branch of RAS (FWZN-2022-0036), field research with the support of RFBR (project No. 20-05-00605).

REFERENCES

- Allen C.C., Jercinovic M.J., Allen J.S.B. (1982). Subglacial volcanism in north-central British Columbia and Iceland. *Journal of Geology*. Vol. 90. No. 6. P. 699–715.
- Arzhannikov S.G. (2000). Paleoseismodislocations in the Ottugtaigino-Azassky fault zone: (Eastern Tuva). *Geologiya i Geofizika (Russian Geology and Geophysics)*. Vol. 41. No. 11. P. 1499–1510. (in Russ.)
- Arzhannikov S.G., Braucher R., Jolivet M. et al. (2012). History of late pleistocene glaciations in the central Sayan-Tuva Upland (southern Siberia). *Quaternary Science Reviews*. Vol. 49. P. 16–32. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2012.06.005>
- Björnsson H. (2003). Subglacial Lakes and Jökulhlaups in Iceland. *Global and Planetary Change*. Vol. 35. Iss. 3–4. P. 255–271. [https://doi.org/10.1016/S0921-8181\(02\)00130-3](https://doi.org/10.1016/S0921-8181(02)00130-3)
- Demonterova E.I. (2002). *Pozdněkainozoiskii magmatizm Vostochnoi Tuvy* (Late Cenozoic magmatism of Eastern Tuva). PhD thesis. Irkutsk: Institute of the Earth's Crust, SB RAS. 157 p. (in Russ.)
- Grosval'd M.G. (1965). *Razvitiye rel'efa Sayano-Tuvinskogo nagor'ya* (The Sayano-Tuva highlands relief development). M.: Nauka (Publ.), 167 p. (in Russ.)
- Grosval'd M.G. (2003). Glaciations and volcanism of the Sayano-Tuva Highlands. *Izvestia AN. Seriya geograficheskaya (Academy of Sciences news. Geographical series)*. No. 2. P. 83–92. (in Russ.)
- Haq B.U., Al-Qahtani A.M. (2005). Phanerozoic cycles of sea-level change on the Arabian Platform. *GeoArabia*. No. 10. P. 127–160. <https://doi.org/10.2113/geoarabia1002127>
- Hodgetts A.G.E., Mc Garvie D., Tuffen H., Simmons I.C. (2021). The Thórólfsfell tuya, South Iceland – A new type of basaltic glaciovolcano. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. Vol. 411. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2021.107175>
- Jakobsson S.P., Gudmundsson M.T. (2008). Subglacial and intraglacial volcanic formations in Iceland. *Jökull*. No. 58. P. 179–196. <https://doi.org/10.33799/jokull2008.58.179>
- Komatsu G., Arzhannikov S.G., Arzhannikova A.V., Ori G.G. (2007). Origin of glacial-fluvial landforms in the Azas Plateau volcanic field, the Tuva Republic, Russia: Role of ice-magma interaction. *Geomorphology*. Vol. 88. Iss. 3–4. P. 352–366. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2006.12.003>
- Komatsu G., Arzhannikov S.G., Arzhannikova A.V., Ershov K. (2007). Geomorphology of subglacial volcanoes in the Azas Plateau, the Tuva Republic, Russia. *Geomorphology*. Vol. 88. Iss. 3–4. P. 312–328. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2006.12.002>
- Litasov Y., Hasenaka T., Litasov K. et al. (2001). Petrologic characteristics of Cenozoic alkaline basalts from the Azas Plateau, northeast Tuva (Russia). *Northeast Asian Studie. Sendai, Japan: Tohoku University, Center for Northeast Asian Studies*. Vol. 6. P. 201–226.
- Lunina O.V., Gladkov A.S., Novikov I.S. et al. (2006). Seismogenic deformations and stress fields in the fault zone of the 2003 Chui earthquake, $M_s = 7.5$ (Gorny Altai). *Geotectonika (Geotectonics)*. No. 3. P. 52–69. (in Russ.)
- Lurie M.L., Obruchev S.V. (1948). Geological research in northeastern Tuva in 1945–1946. *Izv. AN SSSR. Seriya geologicheskaya (Izv. Academy of Sciences of the USSR, geological series)*. No. 4. P. 97–114. (in Russ.)
- Mathews W.H. (1947). “Tuyas”, flat-topped volcanoes in northern British Columbia. *American Journal of Science*. Vol. 245. No. 9. P. 560–570. <https://doi.org/10.2475/ajs.245.9.560>

- Mathews W.H. (1951). The Table, a flat-topped volcano in southern British Columbia. *American Journal of Science*. Vol. 249. No. 11. P. 830–841. <https://doi.org/10.2475/01.2019.02>
- Mathews W.H. (1952). Ice-dammed lavas from Clincer mountain, southern British Columbia. *American Journal of Science*. Vol. 250. No. 8. P. 553–565. <https://doi.org/10.2475/ajs.250.8.553>
- Moles J.D., McGarvie D., Stevenson J.A., Sherlock S.C. (2018). Geology of Tindfjallajökull volcano, Iceland. *Journal of Maps*. Vol. 14. No. 2. P. 22–31.
- Noe-Nygaard A. (1940). Sub-glacial volcanic activity in ancient and recent times (studies in the palagonite-system of Iceland No. 1). *Folia Geograph. Danica*. Kobenhavn: I Kommission Hos H. Hagerups Forlag. Vol. 1. No. 2. 67 p.
- Novikov I.S. (1998). The tectonics role in the Altai Mountains relief evolution. *Geomorfologiya*. No. 1. P. 82–91. (in Russ.).
- Novikov I.S., Parnachev S.V. (2000). Morphotectonics of Late Quaternary Lakes in River Valleys and Intermountain Troughs of Southeastern Altai. *Russian Geology and Geophysics*. Vol. 41. No. 2. P. 228–240.
- Novikov I.S., Sokol E.V. (2007). Combustion metamorphic events as age markers of orogenic movements in Central Asia. *Acta Petrologica Sinica*. Vol. 23. No. 7. P. 1561–1572.
- Novikov I.S., Cherkas O.V., Mamedov G.M. et al. (2013). Activity stages and tectonic division in the Kuznetsk Basin, Southern Siberia. *Russian Geology and Geophysics*. Vol. 54. No. 3. P. 329–339.
- Russell J.K., Edwards B.R., Porritt L., Ryane C. (2014). Tuya: a descriptive genetic classification. *Quaternary Science Reviews*. Vol. 87. P. 70–81. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2014.01.001>
- Sugorakova A.M., Yarmolyuk V.V., Lebedev V.I. (2003). *Kainozoiskii vulkanizm Tuvy* (Cenozoic volcanism of Tuva). Kyzyl: TuvIKOPR (Publ.), 90 p. (in Russ)
- Yarmolyuk V.V., Lebedev V.I., Arakelyanc M.M. et al. (1999). Recent volcanism in Eastern Tuva: Chronology of volcanic events based on K-Ar dating. *Doklady RAN (Reports of the Russian Academy of Sciences)*. Vol. 368. No. 2. P. 244–249. (in Russ.)
- Yarmolyuk V.V., Lebedev V.I., Sugorakova A.M. et al. (2001). The Eastern Tuva region of recent volcanism in Central Asia: periods, products and types of volcanic activity. *Volcanology and Seismology*. No. 3. P. 3–32.
- Zol'nikov I.D., Deev E.V. (2012). The problems of identification of the Neo-Pleistocene glacial mega-flood deposits in the Altai Mountains region. *Led i Sneg (Ice and Snow)*. Vol. 52. No. 3. P. 79–86. (in Russ.). <https://doi.org/10.15356/2076-6734-2012-3-79-86>
- Zol'nikov I.D., Novikov I.S., Deev E.V. et al. (2021). Facies Composition and Stratigraphic Position of the Quaternary Upper Yenisei Sequence in the Tuva and Minusa Basins. *Russian Geology and Geophysics*. Vol. 62. No. 10. P. 1127–1138. <https://doi.org/10.2113/RGG20204183>

УДК 551.435.33(571.65)

МОРФОДИНАМИКА СКЛОНОВ И БЕРЕГОВ БУХТЫ НАГАЕВА (ОХОТСКОЕ МОРЕ)[#]

© 2023 г. В. Н. Смирнов^{1,*}, Н. А. Горячев¹, О. Ю. Глушкова¹, А. Ю. Пахомов¹¹ Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт ДВО РАН, Магадан, Россия

*E-mail: smirnovvn@yandex.ru

Поступила в редакцию 11.12.2021 г.

После доработки 03.05.2022 г.

Принята к публикации 22.12.2022 г.

Изложены результаты изучения морфодинамики денудационных склонов и надводной части береговой зоны бухты Нагаева, а также расстояний и скоростей продвижения восточной береговой линии в сторону суши в период с 1939 по 2016 г. Основные методы работы – морфографический и морфометрический с использованием аэрофотоснимков разных лет залета, современных орбитальных изображений и снимков. Установлено, что морфоструктура южного и северного берегов бухты Нагаева определяется активными разломами субширотного простирания, которые обрамляют бухту. Примыкающие к берегам полигенетические горные склоны различаются длиной и углом наклона поверхности. Склоны покрыты активными курумами, которые сползают в сторону бухты. В нижней части северного склона проходит зона Нагаевского активного разлома, которая обусловила высокую динамику склоновых процессов с преобладанием активных курумов и поверхностных оползней. Северный склон подрезан дорожными и строительными работами при сооружении морского порта и прокладке Портового шоссе. Вследствие этого здесь широко распространены техногенно возбужденные поверхностные оползни, горные обвалы и осыпи, часто нарушающие движение по шоссе. Таким образом, территория морского торгового порта и Портовое шоссе находятся в зоне риска внезапного схода с горных склонов крупнообъемных масс обломочного материала. Восточная береговая зона образована береговым уступом, сложенным рыхлыми отложениями нагаевской толщи, пляжем неполного профиля, литоралью, ширина которой в максимум отлива достигает 200–250 м. Морская граница зоны проходит на расстоянии около 500 м от берегового уступа. Восточный берег активно продвигается в сторону г. Магадана. За период с 1939 по 2016 г. он сместился на 56 м со средней скоростью 0.73 м/год. В течение первого этапа (1939–1974 гг.) он продвинулся на 29.0 м со средней скоростью около 0.83 м/год. В течение второго этапа (1974–2016 гг.) наблюдается замедление смещения берега, составившее около 27.0 м при средней скорости 0.64 м/год. В последние годы на восточном берегу бухты Нагаева ведутся крупномасштабные работы по укреплению берега и защите его от абразии путем возведения волноотбойной стены. В связи с этим происходит нарушение сложившегося динамического равновесия береговых процессов, что в конечном счете приведет к полному исчезновению пляжа, а на оставшихся не защищенными участках берега – к усилению абразии и более быстрому продвижению береговой линии в сторону города.

Ключевые слова: абразия, пляж, береговой уступ, типы морских берегов, эрозия, денудация, разлом, поверхностный оползень

DOI: 10.31857/S2949178923020093, **EDN:** FOIDSD

ВВЕДЕНИЕ

Изучение динамики морских берегов имеет большое значение как в теоретическом, так и в практическом отношении. Морская абразия, отодвигая береговую линию в сторону суши, представляет неотвратимую угрозу для городской

инфраструктуры, размещенной на прибрежной территории. Выполненные исследования актуальны для г. Магадана, так как на южном и северном берегах бухты Нагаева расположены торговый и рыбный порты, а к восточному берегу вплотную подступают городские застройки. До последнего времени специальных работ по изучению динамики берегов бухты Нагаева за длительный период времени не проводилось. Выполнялись только эпизодические визуальные наблюдения за образованием обвальных и оползневых форм на поверхности берегового обрыва после

[#] Ссылка для цитирования: Смирнов В.Н., Горячев Н.А., Глушкова О.Ю., Пахомов А.Ю. (2023). Морфодинамика склонов и берегов бухты Нагаева (Охотское море) // Геоморфология и палеогеография. Т. 54. № 2. С. 26–35. <https://doi.org/10.31857/S2949178923020093>; <https://elibrary.ru/FOIDSD>

сильных дождей и штормовых нагонов (Важенин, 2017).

Нами проведены исследования с целью изучения происхождения, морфологии, морфометрии и динамики рельефа берегов и денудационных склонов бухты Нагаева. Работы выполнялись на основе дешифрирования аэрофотоснимков залетов 1939 и 1974 г., а также орбитальных снимков из интернет-ресурса ГУГЛ “Планета Земля” (2016 г.) и крупномасштабных аэрофотоснимков, полученных с помощью квадрокоптера “DJI Phantom 3 Professional”. В методическом смысле особое значение имеет выявление на восточном побережье бухты Нагаева объектов береговой инфраструктуры — портовых пакгаузов, которые отражены на всех указанных выше дистанционных материалах. Известная длина пакгаузов (80 м) позволила использовать их в качестве “масштабной линейки” при изучении морфометрических параметров различных объектов, изображенных на аэрофотоснимках и спутниковых снимках разных лет, и определения с высокой точностью расстояний между различными объектами береговой инфраструктуры, существовавшей в прошлом.

ГЕОЛОГО-ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА БУХТЫ

Бухта Нагаева является затопленной морем частью Магаданской неотектонической впадины, выполненной слабо диагенезированными песчано-галечными отложениями миоцен-плиоценового возраста (нагаевская толща и горизонт “наднагаевские галечники”) (Гриненко и др., 1998). Ее морская граница определена по линии, соединяющей мыс Чирикова и мыс Серый. Впадина врезана в Магаданский интрузивный массив, сложенный гранитоидами раннемелового возраста, который рассечен неотектоническими разломами субширотного и северо-восточного простирания. Впадина и ограничивающие ее разломы принадлежат крайнему юго-западному звену системы межгорных впадин миоценового возраста, связанных с Ланково-Омолонской зоной кайнозойских правосторонних сдвигов. (Смирнов, 1996, 2011). Она располагается между двумя асимметричными неотектоническими блоками, у которых короткие склоны южных экспозиций образованы плоскостями новейших разломов, а относительно пологие склоны северных экспозиций представляют собой наклонные вершинные поверхности блоков с реликтами кор выветривания плиоценового возраста (рис. 1). В Примагаданье широко распространены многообразные формы рельефа и отложения склонового ряда, происхождение которых обусловлено процессами гравитационного расседания междуречий (Пахомов, Смирнов, 2002). Выделяются различные морфологические типы указанных структур: трещины и

рвы отседания, обвалы, оползни чехла, скальные оползни. Они широко распространены в полосе, примыкающей к абразионным береговым обрывам Тауйской губы и бухты Нагаева. Во многих случаях установлена их связь с активными разломами.

Северный и южный берега бухты приурочены к неотектоническим разломам субширотного и северо-восточного простирания, которые в виде кулис прослеживаются вдоль морского побережья. Эти берега большей частью относятся к категории первично-тектонических и абразионно-денудационных (Мысливец и др., 2018). Северо-восточные части берегов преобразованы техногенными процессами.

Восточный берег образован под действием волно-прибойных процессов на толщу слабо сцементированных песчано-галечных отложений миоцен-плиоценового возраста. Здесь сформировалась сложная береговая зона, которая включает в себя абразионный уступ, пляж неполного профиля и обширную литораль (Сафьянов, 1978). Таким образом, берега бухты Нагаева имеют различное морфологическое выражение.

ЮЖНЫЙ И СЕВЕРНЫЙ СКЛОНЫ И БЕРЕГА

К южному берегу бухты примыкает длинный (до 3.9 км) и относительно пологий горный склон п-ова Старицкого. Он имеет северную экспозицию и образован наклонной вершинной поверхностью неотектонического блока, на которой отдельными пятнами отмечаются курумы (рис. 2). В верхней части склона это малоактивные поточковые фации, в средней части склона на поверхности тектонической ступени, зажатой между кулисами Марчеканского разлома, отмечается курумовый покров “распученной скалы” (Курумы..., 1989). Поверхность дренируется горными ручьями длиной до нескольких км, по которым стекает пролювиальный материал. Иногда в виде маломощных водокаменных потоков он выплескивается далеко в береговую зону, образуя характерные пролювиальные конусы. Южный берег на всем протяжении от мыса Чирикова до Марчеканского рыбного порта относится к категории первично-тектонических и абразионно-денудационных берегов. Строение прилегающего к нему склона определяется Марчеканским активным разломом, который представляет собой зону малоамплитудных сбросо-сдвигов в виде нескольких кулис, и серией сбросов, оконтуривающих п-ов Старицкого. Этими разрывными структурами обусловлены выраженная в рельефе ступенчатость горного склона и обрывистый берег бухты (рис. 2). На всем протяжении южный берег представлен линией контакта водной поверхности с абразионными уступами или с крутыми обвально-осыпными горными склонами. Этот уча-

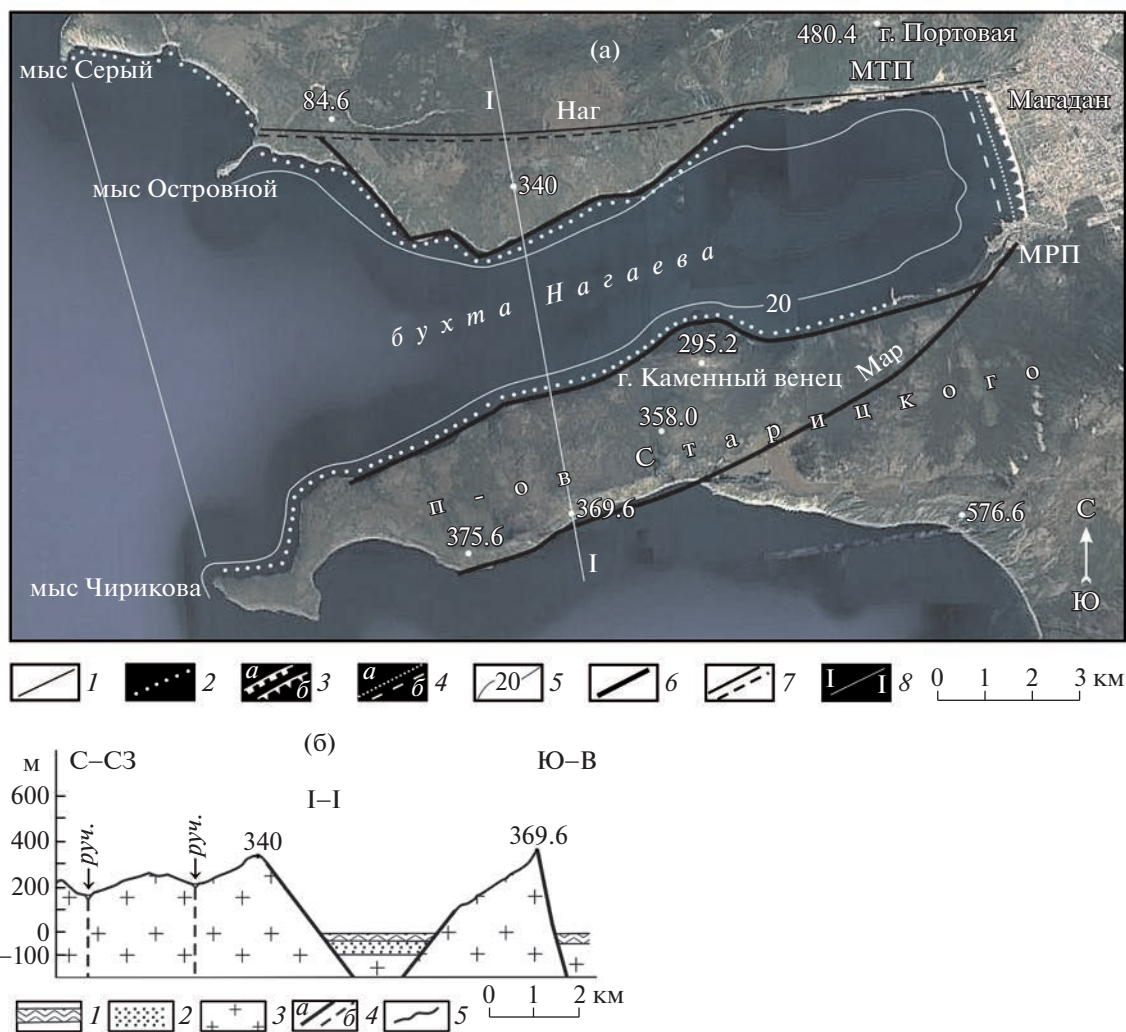


Рис. 1. Геоморфология бухты Нагаева. (а) – общий вид бухты (снимок из интернет-ресурса Google earth): 1 – морская граница бухты; типы морских берегов: 2 – первично-тектонический и абразионно-денудационный, 3 – абразионный (а) и абразионно-оползневой (б); 4 – граница литорали (а) и морская граница береговой зоны (б); 5 – изобата 20 м; 6 – активные разломы; 7 – зона дробления Нагаевского активного разлома; 8 – линия геоморфологического профиля. Буквенные обозначения: МТП – Магаданский торговый порт, МРП – Магаданский рыбный порт, Наг – Нагаевский активный разлом, Мар – Марчешанский активный разлом. (б) – поперечный профиль через бухту: 1 – морская акватория; 2 – миоцен-плиоценовые осадки; 3 – гранитоиды Магаданского интрузивного массива; 4 – активные разломы (а) и зона дробления Нагаевского активного разлома (б); 5 – вершинная поверхность неотектонических блоков.

Fig. 1. Geomorphology of Nagaev Bay. (a) – General view of the bay (image from the Google Earth Internet resource): 1 – sea boundary of the bay; types of seashores: 2 – primary tectonic and abrasion-denudation, 3 – abrasion (a) and abrasion-landslide (b); 4 – littoral boundary (a) and sea boundary of the coastal zone (b); 5 – 20 m isobath; 6 – active faults; 7 – crushing zone of the Nagaev active fault; 8 – line of geomorphological profile. Letter designations: МТП – Magadan commercial port, МРП – Magadan fishing port, Наг – Nagaev active fault, Мар – Marchekan active fault. (b) – transverse profile through the bay: 1 – marine area; 2 – Miocene-Pliocene sediments; 3 – granitoids of the Magadan intrusive mass; 4 – active faults (a) and crushing zone of the Nagaev active fault (b); 5 – summit surface of neotectonic blocks.

сток морского побережья слабо затронут техногенным воздействием и в целом представляется относительно стабильным в сравнении с северным и восточным берегами.

Северный берег бухты также имеет тектоническое происхождение. Он приурочен к Нагаевскому активному разлому, который имеет широтное простирание и протягивается на 45 км от мыса

Островного на западе до р. Ола – на востоке (Смирнов и др., 2000). Активность разлома отчетливо проявлена в западной части северного побережья бухты, не нарушенного техногенным воздействием. Здесь с разломом связан высокий береговой обрыв, рассеченный множеством эрозионных рытин, по которым коллювиальные массы стекают в береговую зону. В коренных породах разлом вы-



Рис. 2. Южный берег бухты Нагаева (вид с севера, со стороны Портового шоссе). к — курумовые потоки, Мар — Марчечанский разлом, оч — оползень чехла, М — городской квартал Марчечан, МРТ — Магаданский рыбный порт.

Fig. 2. Southern coast of the Nagaev Bay (view from the north, from the side of the Portovoye Highway). к — stone stream, Мар — Marchekan fault, оч — cover landslide, М — Marchekan city quarter, МРТ — Magadan fishing port.

ражен мощной зоной катаклаза в виде расщепления и будинажа гранодиоритов Магаданского интрузивного массива (рис. 3). Тектониты представлены круглыми, эллипсоидальными, линзовидными “валунами”, заключенными в расщепленном и раздробленном субстрате гранодиоритового состава. В зоне тектонитов, имеющей ширину в десятки метров, часто наблюдаются плоскости разрывов также субширотного простирания, имеющие пологое падение на юг и маркирующиеся обширными зеркалами скольжения (рис. 3, (а)). Изучение искусственного обнажения (каменный карьер) на северном берегу бухты Нагаева показало, что Нагаевский разлом представляет собой правосторонний сбросо-сдвиг с пологим (около 30°) падением на юг, по которому опущена впадина бухты. С разломом связаны линейно ориентированные тектонические трещины и уступы, береговые обрывы, а также многочисленные структуры гравитационного расседания склонов.

Восточная часть северного берега на протяжении 3,5 км образована линией контакта водной поверхности с техногенной зоной, на которой размещена вся инфраструктура Магаданского торгового порта. Над ней возвышаются крутые коллювиальные и курумовые склоны, подрезанные территорией порта и полотном Портового шоссе (рис. 3, (б)). Здесь происходит наиболее активное образование поверхностных оползней, которые регулярно выходят на дорожное полотно. Поверхности оползней часто представляют собой перемещенные вниз фрагменты склонов, на которых часто бывает сохранена древесная растительность. В связи с тем, что массы обломочного материала, которые регулярно обрушиваются на Портовое шоссе, удаляются за пределы портовой инфраструктуры, основание склона

подрезается снова и снова, чем создаются благоприятные условия для схода очередного оползня.

На всем горном склоне, примыкающем к бухте Нагаева с севера, выделяются различные фации курумообразования: в верхней части — покров крупнообломочного и глыбового материала разрушенных коренных пород (гранодиоритов), в средней — потоковые фации с различной степенью закурумленности, в нижней — шлейфовидные покровные курумы (Курумы..., 1989). Наиболее значительные из них — это расположенные в северо-восточном обрамлении бухты Нагаева курумы, образующие в нижней части склона курумо-оползневые шлейфы, а также поверхностные оползни. Оползни выражены на крутых склонах в виде более пологих ступеней с характерной бугристой поверхностью, ограниченных с тыльной стороны стенками отрыва, которые отчетливо выделяются увеличением крутизны склона на коротком расстоянии. Специфика развития оползневых и курумо-оползневых структур заключается в том, что они формируются на горном склоне, сложенном сильно дезинтегрированными в зоне разлома коренными породами (гранодиоритами), а разгружаются на поверхность, образованную слабо диагенезированными, в известной мере “пластичными” отложениями нагаевской толщи. В связи с этим нижняя часть склона сильно осложнена различными оползневыми процессами, захватывающими и вышележащие курумовые накопления.

Один из таких сложных курумо-оползневых шлейфов вытянут с запада на восток на 650 м, максимальная ширина его достигает 250 м. Поверхность шлейфа в нижней части сильно техногенно изменена: на ней находятся жилые дома, вдоль его подножья проложено шоссе, а в верхней части — полки для ЛЭП и топливопровода. Абсолютная высота верхней границы шлейфа изменя-

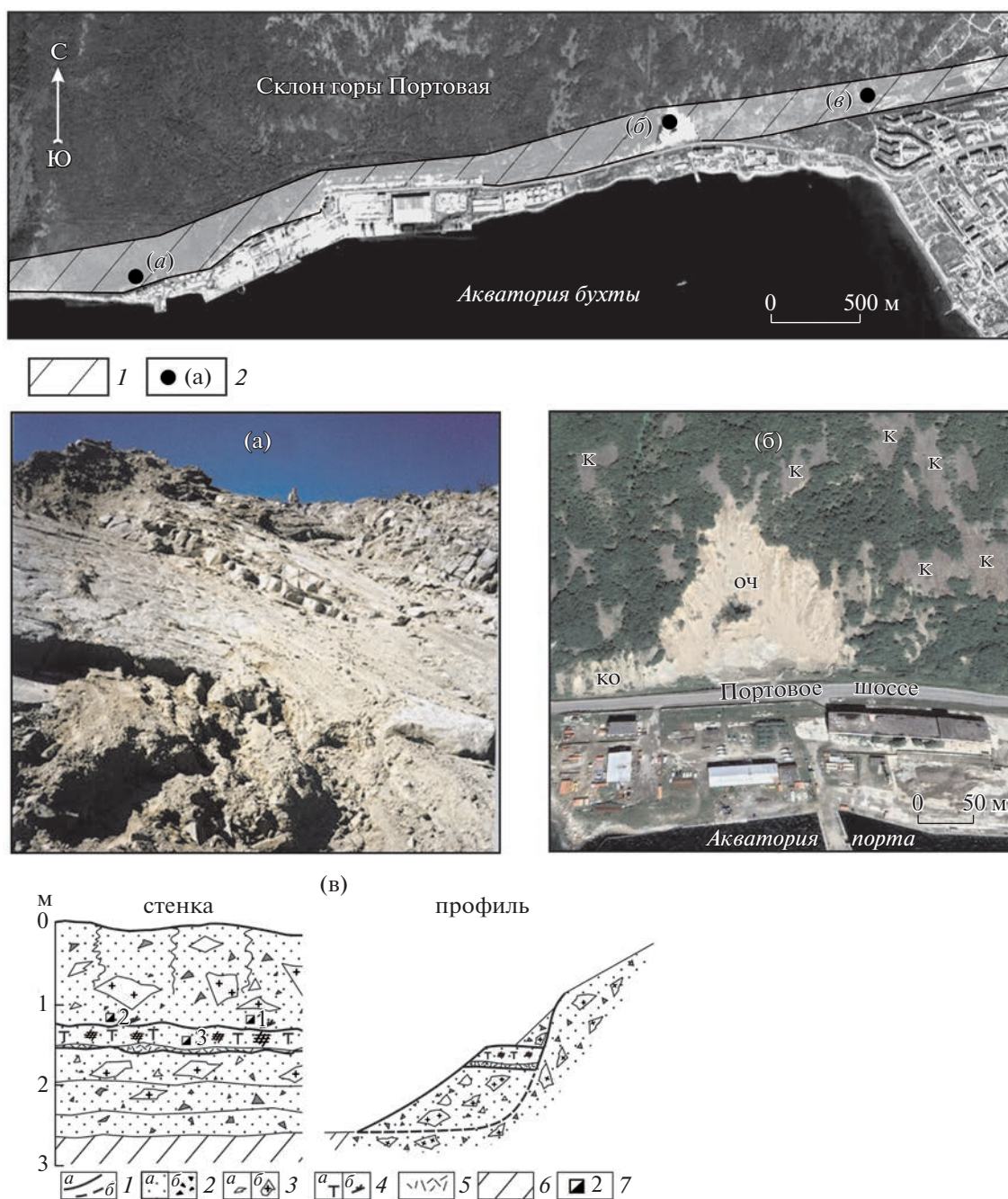


Рис. 3. Северный склон бухты Нагаева. 1 – зона дробления Нагаевского разлома; 2 – изученные объекты. (а) – зеркало скольжения плоскости сместителя Нагаевского разлома; (б) – курумово-оползневой склон горы Портовой (к – курумовые потоки, оч – оползень чехла, ко – обвально-осыпные формы); (в) – строение курумового оползня (1 – гранулометрические и литологические границы (а – наблюдаемые, б – предполагаемые); *гранулометрический и литологический состав*: 2 – песок (а) и дресва (б), 3 – щебень (а) и глыбы гранодиоритов (б), 4 – торфянистые осадки (а) и древесный детрит (б), 5 – вулканический пепел переотложенный; 6 – отвал; 7 – точки отбора проб на радиоуглеродный анализ и их номера).

Fig. 3. Northslope of the Nagaev Bay 1 – crushing zone of the Nagaevsky fault; 2 – studied objects. (a) – sliding mirror in the plane of the Nagaevsky fault displacer; (б) – stone stream-landslide Slope of the Portovaya Mountain (к – stone stream, оч – cover landslide, ко – landslide-talus forms); (в) – the structure of the stone stream landslide (1 – granulometric and lithological boundaries observed (а) and assumed (б); *granulometric and lithological composition*: 2 – sand (а) and gruss (б), 3 – crushed stone (а) and lumps of granodiorites (б), 4 – peaty sediments (а) and woody detritus (б), 5 – volcanic re-deposited ash; 6 – blade; 7 – points of sampling for radiocarbon analysis and their numbers).

ется с запада на восток от 40 до 90 м. Объемы отдельных его частей различны: наибольшие на западе, где ими заполнен угол между склоном и берегом, занятым Портовым шоссе и морским портом, и наименьшие — на востоке. В нижней части шлейфа на покрытом крупнообломочным материалом крутом (до 35°) склоне наблюдаются террасовидные ступени шириной от 10–20 до 35–40 м с характерным холмисто-грядово-западинным микрорельефом поверхности.

На восточном фланге шлейфа на абс. высоте около 90 м наблюдается слабо наклонная террасовидная площадка, сочленяющаяся с валообразным краем курума и подрезанная искусственным обнажением в виде крутого (60–70°) уступа, в котором вскрывается толща курумового потока, состоящего из глыб размером до 50–70 см и разно-размерных обломков в песчано-дресвяном заполнителе (рис. 3, (в)). В курумовую толщу врезан оползень с образованием небольшой террасовидной площадки, на которой накопилась буро-коричневая супесь с растительным детритом, линзами торфянистого материала и спрессованного листового опада бурого цвета. Горизонт подстилается курумом и простирается вдоль склона на расстояние более 15 м. Он имеет наклон вниз по склону около 10° и перекрывается более поздними подвижками курумового потока. Из слоя супеси были отобраны образцы обломков древесины и торфа на радиоуглеродный анализ. Получены следующие даты: 875 ± 10 МАГ-1536 (древесный детрит); 565 ± 10 МАГ-1537 (древесный детрит); 295 ± 10 МАГ-1535 (торф) (Смирнов и др., 2000). Учитывая специфику склоновых образований, из которых взяты пробы для радиоуглеродного датирования, можно полагать, что образование оползня произошло около 300 л. н. Более древние даты, полученные по древесному детриту, скорее всего, объясняются попаданием на поверхность почвенного горизонта более древних древесных обломков из подвижных горизонтов курумов, в которые врезан изученный оползень.

Изложенные данные показывают, что территория морского порта и Портовое шоссе находятся в зоне риска, связанного с внезапным сходом оползней со склона г. Портовая.

ВОСТОЧНАЯ БЕРЕГОВАЯ ЗОНА

С востока бухта Нагаева ограничена абразионным уступом, выработанным в слабо сцементированных песчано-галечных и песчано-глинистых отложениях нагаевской толщи миоценового возраста и частично в горизонте наднагаевских галечников плиоценового возраста (Гриненко и др., 1998). Восточная береговая зона оказывает большое влияние на формирование городской инфраструктуры. В некоторых местах береговая черта

вплотную приблизилась к городским кварталам, в связи с чем в некоторых местах потребовалось укрепление берега для защиты от абразии. Но все предпринятые ранее попытки предотвратить размыв берегового уступа были безуспешны, в отдельных случаях пришлось отступить от бровки активно размываемого берегового уступа, чтобы избежать разрушения возведенных строений.

Сложенный рыхлыми, легко размываемыми породами восточный берег бухты Нагаева, имеющий длину около 2.5 км, опирается флангами (южным и северным) на берега, которые образованы в прочных коренных породах — гранитоидах Магаданского интрузивного массива. Береговой уступ имеет дугообразную в плане форму, выпуклую к востоку с максимальной величиной прогиба до 150 м в средней части.

Северная и южная границы восточной береговой зоны бухты определяются по точкам резкого изменения простираения береговой линии с север-северо-западного на субширотное у Портового шоссе и на восток-северо-восточное (70°) — у Марчеканского шоссе. К уступу прислонен пляж неполного профиля (см. рис. 1, (а)), к которому примыкает полоса осушки. Ее ширина в фазе полного отлива достигает 200–250 м. Поверхность литорали плавно смыкается с прибрежной отмелью глубиной 0.4–1.0 м, нижний край которой является морской границей береговой зоны. На расстоянии около 0.5 км от берегового обрыва глубина резко увеличивается до 7–12 м. Извилистая изобата 20 м проходит на расстоянии около 2.5 км от восточного берегового обрыва и почти вплотную подходит южному и северному берегам. На выходе из бухты, на траверзах мысов Чирикова и Серого (около 18 км от восточного берегового уступа) глубина бухты равняется 34 м. Здесь дно бухты плавно смыкается с поверхностью Примагаданского шельфа, который на расстоянии 50 км к юго-западу от восточного берега бухты имеет глубину 50 м (Смирнов и др., 2019).

С востока к берегу примыкает всхолмленная поверхность Магаданской межгорной впадины. Наибольшая высота поверхности — 115 м над у. м. зафиксирована примерно на равном расстоянии (1160–1200 м) от северного и южного флангов берегового уступа. От этой точки, находящейся в 550 м к северо-востоку от бровки берегового уступа, поверхность межгорной впадины постепенно снижается на юг к Марчеканскому шоссе и на север — к Портовому. В центральной и южной частях поверхность снижается в сторону берега, образуя крутой склон, который в нижней части подрезан абразионным уступом высотой до 20 м. Этот склон на протяжении 1000 м наиболее сильно поражен эрозионными процессами, создавшими большое число рытвин, промоин, оврагов, которые захватывают вдольбереговую полосу су-

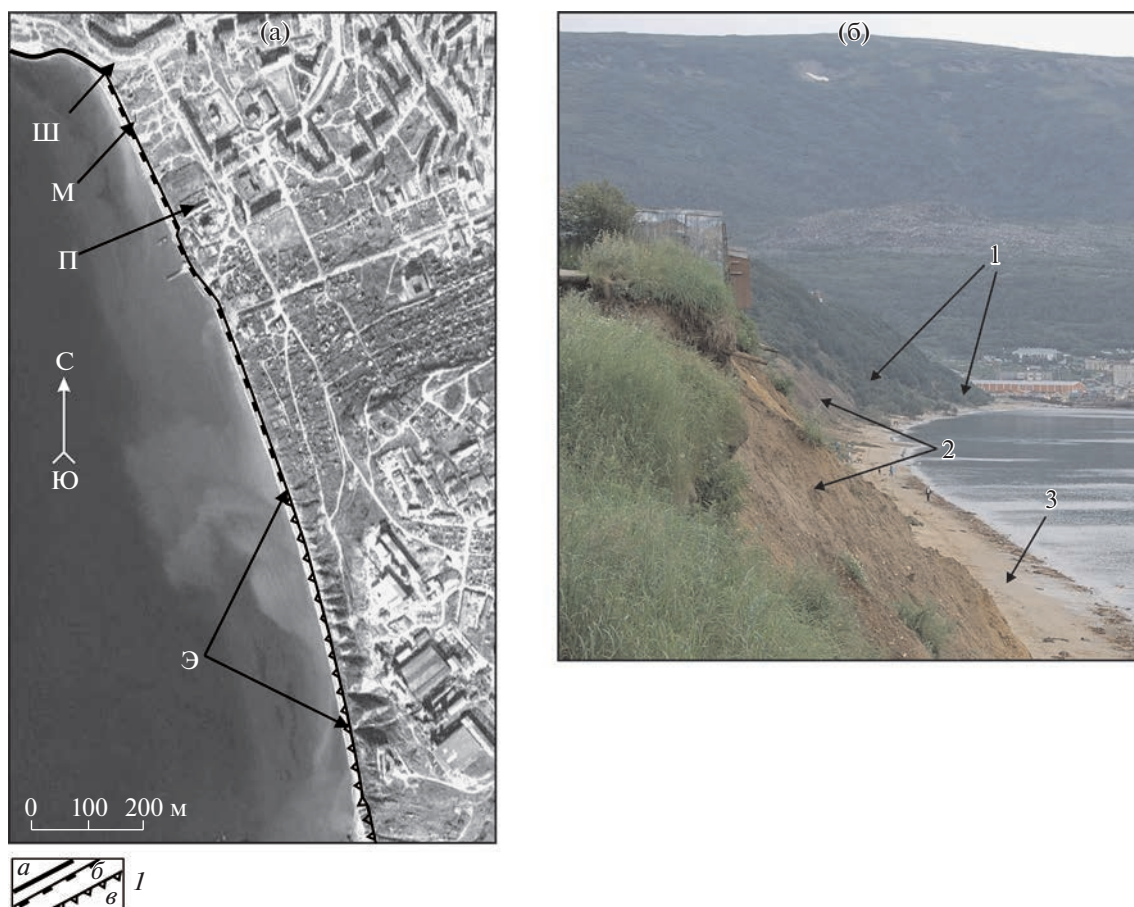


Рис. 4. Восточный берег бухты Нагаева (снимок из интернет-ресурса Google Earth). (а) – 1 – типы берегов: техногенный (а), абразионный (б), абразионно-оползневой (в). Буквенные обозначения: Ш – Портовое шоссе, М – Маяк, П – пакгауз, Э – примыкающий к берегу участок, осложненный эрозионными формами с интенсивным выносом пролювиального материала в береговую зону. (б) – абразионно-оползневые формы (1, 2) и полоса осушки (3) в южной части берега.

Fig. 4. Eastern shore of Nagaev Bay (image from Google Earth). (а) – 1 – types of coasts: technogenic (а), abrasion (б), abrasion-landslide (в). Letter designations: Ш – Highway Portovoe, М – Lighthouse, П – warehouse, Э – adjacent to the shore area, complicated by erosional forms with intensive removal of proluvial material to the coastal zone. (б) – abrasion-landslide forms (1, 2) and a drying strip (3) in the southern part of the coast.

ши шириной до 150 м (рис. 4, (а)). По мере подрезания склона абразией в волно-прибойную зону сходят оползни чехла вместе с растительным покровом. Они образуют шлейф, который в течение некоторого времени предохраняет склон от абразии (рис. 4, (б)).

С целью определения динамики продвижения восточного берега в сторону Магадана за длительный период времени нами выполнено морфологическое и морфометрическое изучение аэрофотоснимков и орбитальных снимков разного времени залета – с 1939 по 2016 г.

На крупномасштабных (1 : 8000) аэрофотоснимках залета 1939 г. достаточно отчетливо изображено восточное побережье бухты Нагаева. На нем дешифрируется инфраструктура прибрежных кварталов Магадана, Портовое шоссе шириной до 19.7 м, а также автомобильный про-

езд шириной от 13 до 27 м к береговым складским помещениям (пакгаузам) вдоль бровки берегового уступа. В 1939 г. в береговой зоне полностью отсутствовал пляж. В связи с этим морская абразия была особенно интенсивной и, ввиду интенсивного техногенного воздействия – движения тяжелого автотранспорта к портовым складам, она сопровождалась крупными оползнями берегового уступа (рис. 5, (а)). На снимках также установлено, что на берегу стоят только что построенные и продолжающие строиться пакгаузы морского порта. Эти пакгаузы отражены и на более поздних аэрофотоснимках 1974 г. (рис. 5, (б)). Один из них сохранился до настоящего времени, он изображен на орбитальных снимках, сделанных в 2016 г., и на аэрофотоснимке с квадрокоптера (рис. 5, (в)). Имеющиеся снимки позволили с опорой на известную длину пакгауза, равную

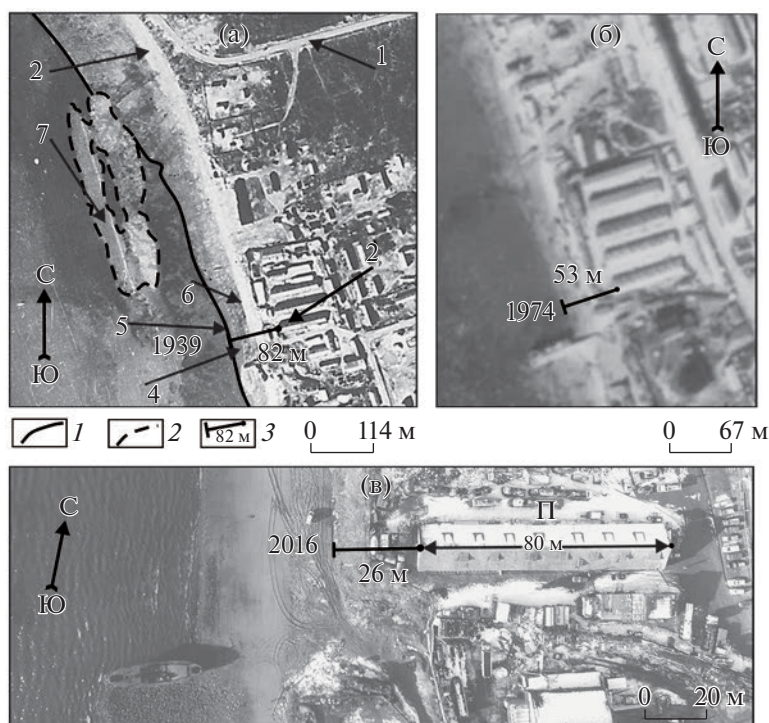


Рис. 5. Динамика восточного берега бухты Нагаева в период с 1939 по 2016 г. (а) — восточный берег бухты в 1939 г.: 1 — береговая линия, 2 — контуры техногенного оползня, 3 — расстояние от береговой линии до конька пакгауза в метрах (для всех рисунков). Стрелками показаны: 1 — Портовое шоссе, 2 — проезд к пакгаузам; 3 — пакгауз; абразионный уступ (4 — склон, 5 — подножье, 6 — бровка); 7 — тело техногенного оползня. (б) — берег бухты в 1974 г.; (в) — берег бухты в 2016 г. (снимок сделан с квадрокоптера). П — пакгауз и его длина.

Fig. 5. Dynamics of the eastern coast of Nagaeva Bay in the period from 1939 to 2016. (а) — Eastern shore of the bay in 1939: 1 — coastline, 2 — contours of man-caused landslide, 3 — distance from the coastline to the warehouse ridge in meters (for all figures). Arrows show: 1 — Portovoe highway, 2 — entrance to warehouses; 3 — warehouse; abrasion ledge (4 — slope, 5 — foot, 6 — edge); 7 — body of technogenic landslide). (б) — coast of the bay in 1974; (в) — Coast of Bay in 2016 (picture taken from a quadcopter). П — warehouse and its length.

80 м, с высокой точностью определить метрические данные береговой зоны, а также прибрежной городской инфраструктуры в 1939 и 1974 г. (Смирнов и др., 2019).

В 1939 г. расстояние от береговой линии до конька пакгауза составляло 82 м, а в 1974 г. оно сократилось до 53 м. На снимке 2016 г. расстояние от конька пакгауза до подножья абразионного уступа равно 26 м. Таким образом, за весь доступный изучению период с 1939 по 2016 г. береговая линия продвинулась в сторону суши на 56 м со средней скоростью 0.73 м/год. В течение первого этапа, ограниченного временем аэрофотосъемки в 1939 и 1974 г., она сместилась на 29.0 м со средней скоростью около 0.83 м/год. В течение второго этапа с 1974 по 2016 г. наблюдается замедление смещения береговой линии: оно составило 27.0 м при средней скорости 0.64 м/год.

На основе полученных данных сделан прогноз смещения береговой линии с 2016 до 2040 г., которое составит около 12 м при средней скорости около 0.5 м/год.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Берега бухты Нагаева и примыкающие к ним склоны имеют существенные морфодинамические различия, обусловленные особенностями их новейшей структуры и составом горных пород. Южный и северный берега на всем протяжении, за исключением техногенно преобразованных участков, относятся к категории первично-тектонических и абразионно-денудационных берегов. Для южного денудационного склона характерны сравнительно небольшой наклон поверхности и малая активность склоновых процессов. Северный склон бухты приурочен к зоне расщепления и дробления Нагаевского разлома, чем обусловлена высокая активность склоновых процессов с преобладанием активных курумов и поверхностных оползней. К тому же он подрезан дорожными и строительными работами при сооружении морского порта и прокладке Портового шоссе, вследствие чего здесь широко распространены техногенно возбужденные поверхностные оползни, горные обвалы и осыпи, часто нарушающие движение по шоссе. В связи с этим терри-

тория морского торгового порта и Портовое шоссе находятся в зоне риска внезапного схода с горных склонов крупных масс обломочного материала.

Восточный берег бухты Нагаева относится к типу абразионных и абразионно-оползневых. Он активно смещается в сторону города. С 1939 по 2016 г. он продвинулся к востоку на 56 м. До 2040 г. прогнозируется перемещение береговой линии еще на 12 м.

После 2016 г. на восточном берегу бухты Нагаева производится укрепление берега путем возведения волноотбойной стены. В связи с этим происходит нарушение сложившегося динамического равновесия береговых процессов, что в конечном счете приведет к полному исчезновению пляжа, усилению абразии на не защищенных участках берега и более быстрому продвижению береговой линии в сторону города.

БЛАГОДАРНОСТИ

Работа выполнена по теме госзадания АААА-А17-117022850034-3 “Эволюция природной среды Арктики и Северной Пацифики в кайнозое”.

Исследования выполнялись в соответствии с разделами 1.5.10.2. Геоморфология и 1.5.10.6. Оценка рисков опасных природных процессов и экстремальных природных явлений Программы фундаментальных исследований РАН.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Важенин Б.П.* (2017). Активизация обвально-оползневой деятельности в Магадане и его окрестностях в начале XXI века // Чтения памяти академика К.В. Симакова / Мат-лы докл. Всерос. науч. конф. (Магадан, 22–24 ноября 2017 г.). Магадан: ИП Жарикова Т.В., С. 23–26.
- Гриненко О.В., Сергеев А.И., Белолубский И.Н.* (1998). Палеоген и неоген Северо-Востока России. Часть I. Региональная стратиграфическая схема палеогеновых и неогеновых отложений Северо-Востока России и Объяснительная записка к ней. Якутск: Изд-во ЯНЦ СО РАН, 68 с.
- Курумы гольцового пояса гор* / Н.Н. Романовский, А.И. Тюрин, Д.О. Сергеев и др. / Отв. ред. А.П. Горбунов. (1989). Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 147 с.
- Мысливец В.И., Бредихин А.В., Сафьянов Г.А. и др.* (2018). Проблемы прогноза развития морских берегов европейской России (ст. 2 Морфодинамика берегов и принципы прогноза их развития) // Геоморфология. № 1. С. 54–65.
- Пахомов А.Ю., Смирнов В.Н.* (2002). Скальные оползни в горах Примагданы // Геоморфология. № 3. С. 95–109.
- Сафьянов Г.А.* (1978). Береговая зона океана в XX веке. М.: Мысль, 264 с.
- Смирнов В.Н.* (2011). Кайнозойские структуры и активные разломы Северного Приохотья // Современное состояние наук о Земле / Мат-лы междунар. конф., посвящ. памяти В.Е. Хаина. М.: Геологический факультет МГУ, С. 1740–1743.
- Смирнов В.Н.* (1996). Ланково-Омолонская неотектоническая зона разломов // Геофизические модели геологических процессов на Северо-Востоке России. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, С. 135–147.
- Смирнов В.Н., Глушкова О.Ю., Пахомов А.Ю.* (2000). Оползневые процессы в зоне Нагаевского активного разлома (район г. Магадана) // Геоморфология на рубеже XXI века. IV Шукинские чтения. М.: Изд-во МГУ, С. 88–92.
- Смирнов В.Н., Горячев Н.А., Глушкова О.Ю.* (2019). Новые данные о морфологии и динамике береговой зоны Бухты Нагаева (Охотское море) // Вестник Северо-Восточного научного центра ДВО РАН. № 4. С. 47–54.

SLOPES AND SHORE MORPHODYNAMICS OF THE NAGAEV BAY (SEA OF OKHOTSK)¹

V. N. Smirnov^{a, #}, N. A. Goryachev^a, O. Yu. Glushkova^a, and A. Yu. Pakhomov^a

^a North-Eastern Interdisciplinary Scientific Research Institute, Far Eastern Branch RAS, Magadan, Russia

[#] E-mail: smirnovvn@yandex.ru

The results of the morphodynamics analysis of denudation slopes and the coastal zone of Nagaev Bay, as well as estimated distances and rate of the eastern coastline retreat for the period from 1939 to 2016 are presented. The main methods of the work are morphographic and morphometric using aerial photographs of different years of flight, modern satellite images and snapshots. It is established that the morphostructure of the southern and northern shores of Nagaev Bay is determined by active faults striking in sub-latitudinal direction and framing the bay. The polygenetic mountain slopes adjacent to the coastline differ in length and angle of inclination. The slopes are covered with active kurums (stone runs) that slide towards the bay. In the lower part of the northern slope there is a zone of the Nagaevsky active fault, which causes a high dynamics of slope processes with a predominance of active kurums and landslides. The northern slope has been cut by a road built

¹ For citation: Smirnov V.N., Goryachev N.A., Glushkova O.Yu., Pakhomov A.Yu. (2023). Slopes and shore morphodynamics of the Nagaev Bay (Sea of Okhotsk). *Geomorfologiya i Paleogeografiya*. Vol. 54. No. 2. P. 26–35 (in Russian). <https://doi.org/10.31857/S2949178923020093>; <https://elibrary.ru/FOIDS>

during the construction of the seaport and the Port Highway. As a result, widespread technogenically triggered landslides, rock falls and scree are often disrupting traffic on the highway. Thus, the territory of the commercial seaport and the Port Highway are at a risk of a sudden movement of large-volume of detrital material down the mountain slope. The eastern coastal zone is formed by a coastal ledge composed of unconsolidated deposits of the Nagaevskaya strata, an incomplete profile beach, and a littoral, the width of which reaches 200–250 m at low tide. The marine boundary of the zone runs at a distance of about 500 m from the coastal ledge. The eastern shore is actively moving towards the city of Magadan. During the period from 1939 to 2016, it shifted by 56 m with an average speed of 0.73 m/year. During the first stage (1939–1974), it advanced 29.0 m with an average speed of about 0.83 m/year. During the second stage (1974–2016), the coast moved for about 27.0 m with an average speed of 0.64 m/year. In recent years, large-scale work has been carried out on the eastern shore of Nagayev Bay in order to reinforce the shore and protect it from abrasion by erecting a breakwater wall. The engineering structure results in breaking of the established dynamic balance of coastal processes, which will eventually lead to the complete disappearance of the beach, and on the remaining unprotected sections of the coast – to increased abrasion and faster movement of the coastline towards the city.

Keywords: abrasion, beach, coastal ledge, types of seashores, erosion, denudation, fault, surface landslide

ACKNOWLEDGEMENTS

The work was carried out on the topic of the state task AAAA-A17-117022850034-3 “Evolution of the natural environment of the Arctic and the North Pacific in the Cenozoic”.

The studies were performed in accordance with sections 1.510.2. Geomorphology and 1.510.6. Risk Assessment of Natural Hazards and Extreme Natural Events of the Basic Research Program RAS.

REFERENCES

- Grinenko O.V., Sergeenko A.I., Belolyubsky I.N. (1998). Paleogene and Neogene of the North-East of Russia. Part I. Regional stratigraphic diagram of Paleogene and Neogene deposits of the North-East of Russia and an explanatory note to it. Yakutsk: Izd-vo YANC SO RAN (Publ.), 68 p. (in Russ.)
- Myslivets V.I., Bredikhin A.V., Saf'yanov G.A. et al. (2018). Problems of forecasting the development of the sea coasts of European Russia (Article 2. Morphodynamics of coasts and principles of forecasting their development). *Geomorfologiya*. No. 1. P. 54–65. (in Russ.)
- Pakhomov A.Yu., Smirnov V.N. (2002). Rock landslides in the mountains of Primagadanya. *Geomorfologiya*. No. 3. P. 95–109. (in Russ.)
- Safyanov G.A. (1978). Coastal zone of the ocean in the XX century. M.: Mysl' (Publ.), 264 p. (in Russ.)
- Smirnov V.N. (2011). Cenozoic structures and active faults of Northern Priokhot'e. *Sovremennoe sostoyanie nauk o Zemle. Materialy mezhdunarodnoi konferentsii, posvyashchennoi pamyati V.E. Khaina*. M.: Geologicheskii facul'tet MGU (Publ.), P. 1740–1743. (in Russ.)
- Smirnov V.N. (1996). Lankovo-Omolon neotectonic fault zone. *Geofizicheskie modeli geologicheskikh protsessov na Severo-Vostoke Rossii*. Magadan: SVKNII DVO RAN (Publ.), P. 135–147. (in Russ.)
- Smirnov V.N., Glushkova O.Yu., Pakhomov A.Yu. (2000). Landslide processes in the zone of the Nagaev active fault (area of the city of Magadan). *Geomorfologiya na rubezhe XXI veka. IV Shchukinskie Chteniia*. M.: Moskovskii gosudarstvennyi Universitet (Publ.), S. 88–92. (in Russ.)
- Smirnov V.N., Goryachev N.A., Glushkova O.Yu. (2019). New data on the morphology and dynamics of the coastal zone of the Nagaev Bay (Sea of Okhotsk). *Vestnik Severo-Vostochnogo nauchnogo Tsentra Rossiiskoi akademii nauk*. No. 4. P. 47–54. (in Russ.)
- The stone-fields of golets mountain Belts. (1989). Romanovsky N.N., Tyurin A.I., Sergeev D.O. et al. (Eds.). A.P. Gorbunov (Managing Ed.). Novosibirsk: Nauka (Publ.), 147 p. (in Russ.)
- Vazhenin B.P. (2017). Activation of landslide and landslide activity in Magadan and its environs at the beginning of the XXI century. *Chteniya pamiati akademika K.V. Simakova. Materialy dokladov Vserossiiskoi konferentsii (Magadan, noyabr' 22–24, 2017)*. Magadan: IP Zharikova T.V. (Publ.), P. 23–26. (in Russ.)

УДК 551.312.3/551.21.217(-925.18)

АЛЛЮВИЙ р. ГЕЙЗЕРНОЙ (КАМЧАТКА): ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ И ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ[#]

© 2023 г. Е. В. Лебедева^{1,*}, А. Л. Захаров^{1,**}, Д. В. Михалёв^{1,2,***}

¹ Институт географии РАН, Москва, Россия

² Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, географический факультет, Москва, Россия

*E-mail: Ekaterina.lebedeva@gmail.com

**E-mail: zaanleo@gmail.com

***E-mail: mikhalev.dmitry@gmail.com

Поступила в редакцию 07.07.2022 г.

После доработки 18.11.2022 г.

Принята к публикации 22.12.2022 г.

Впервые проведен комплексный анализ вещественного состава аллювия реки с активными газогидротермальными проявлениями. Его общими чертами являются: плохая окатанность валунов и гальки (1–2 класс), слабая сортировка мелкообломочной составляющей, обилие обломков пород и сростков минералов даже во фракции тонкого песка. Все это указывает на слабую дезинтеграцию осадка и значительную долю в нем склонового материала, в том числе переотложенного селями. Большое содержание смектит-цеолитовых и иных агрегатов, состоящих из вторичных минералов (до 70% легкой фракции размерности 0.1–0.25 мм), и измененных обломков пород (до 70–80% в галечной фракции) свидетельствует о значительном влиянии газогидротермальной деятельности на переработку размываемых рекой пород, а также о вторичном выветривании аллювия в пределах термальных полей. Аккумуляция материала в русле носит фрагментарный характер и доминирует на участках: (1) активного поступления материала со склонов (временные плотины), (2) выполаживания продольного профиля в местах подпрудных водоемов и (3) выноса селевого материала. Возникновение двух подпрудных водоемов за последние 15 лет, а также находки прослоев тонкого песчаного материала в осадках низких террасовых уровней свидетельствуют о том, что для долины р. Гейзерной типично периодическое формирование подобных кратко живущих бассейнов. Условия накопления мелкопесчаных отложений на участках однорукавного русла и в пределах подпрудных водоемов различаются, что сказывается на соотношении ведущих минералов тяжелой фракции. Обилие хорошо окатанного гравия и крупного песка, выветрелый облик окатанных зерен в аллювии свидетельствуют о том, что наряду с переработкой больших объемов поступающего склонового и селевого материала, р. Гейзерная продолжает врезаться и размывает древние флювиальные осадки.

Ключевые слова: минералогический анализ, морфоскопия зерен, вторичные (новообразованные) минералы, аккумуляция, выветривание, газогидротермальные проявления

DOI: 10.31857/S2949178923020056, **EDN:** ECGHJU

ВВЕДЕНИЕ

Одним из слабо изученных вопросов флювиальной геоморфологии является формирование долин водотоков геотермальных зон с активными газогидротермальными проявлениями. Подобные долины имеют ряд особенностей строения и развития, что позволяет выделить их в особую группу. Работами предыдущих лет (Лебедева, 2021; Лебедева, Жарков, 2022) установлено, что в

таких долинах под воздействием многочисленных газогидротерм происходит: (1) формирование специфических аккумулятивных форм микро- и мезорельефа; (2) вторичная проработка аллювиальных отложений и коренных пород с кардинальным изменением их свойств; (3) активизация склоновых процессов и, как следствие — (4) переотложение смещенного склонового материала селями. Все это не может не сказываться и на составе и характере аллювия подобных водотоков. Однако данный вопрос не привлекал ранее внимания исследователей. Поэтому представляется важным оценить влияние вышеперечисленных факторов на формирование подобных аллювиальных отложений. Результаты такого ис-

[#] Ссылка для цитирования: Лебедева Е.В., Захаров А.Л., Михалёв Д.В. (2023). Аллювий р. Гейзерной (Камчатка): вещественный состав и особенности формирования // Геоморфология и палеогеография. Т. 54. № 2. С. 36–50. <https://doi.org/10.31857/S2949178923020056>; <https://elibrary.ru/ECGHJU>

следования помогут ответить на многие вопросы о развитии водотоков вулканических регионов, в том числе об особенностях протекания флювиальных процессов и эволюции долин. В качестве объекта исследований нами выбрана долина р. Гейзерной (Камчатка) — наиболее хорошо изученная в геологическом плане. Подобный комплексный анализ отложений проводится впервые не только для данной долины, но и для водотоков геотермальных зон в целом.

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Исследование опирается на комплекс анализов, среди которых основными являются изучение морфологии и петрографии галечного материала, гранулометрический анализ мелкообломочной составляющей, минералогический мелкопесчаной фракции и морфоскопия зерен крупнопесчаной и мелкогравийных фракций. В течение полевых сезонов 2020–2021 гг. был проведен отбор образцов русловых отложений р. Гейзерной в ее среднем и нижнем течении — от подпрудного озера 2014 г. до устья. Общее количество точек опробования — 15, расстояние между точками — от 100 до 1000 м в зависимости от изменения характера русла. В случае, если отбор проб проводился в соседних протоках реки или же на близлежащих участках, характеризовавшихся различными гидротермальными проявлениями, и расстояние между местами опробования не превышало 20–50 м, то к номеру точки добавлялся индекс 1 или 2. Аллювиальные отложения изучались на участках различного типа: *преимущественной аккумуляции* (с разветвленными руслами в пределах спущенного подпрудного водоема 2007–2014 гг.) и *эрозионно-аккумулятивных* с прямолинейным руслом. В данных случаях отбор материала проводился на площадках размером 1 м² на песчано-галечных и валунно-галечных прирусловых косах соответственно. На участках *преимущественного врезания*, где прирусловые косы отсутствовали, мелкообломочный материал отбирался непосредственно из русла.

Наряду с этим были проанализированы русловые отложения ряда притоков р. Гейзерной: ручьев Лавового, Скользкого, Каскадного и Игрушка (рис. 1), а также материал, отобранный в верхних частях селевых потоков 2007 и 2014 г.

Комплекс применяемых методов. Для анализа галечного материала случайным образом отбирались 30–50 галек, определялись характер их морфологии (окатанность¹, размеры по трем осям, коэффициенты удлинения и уплощения), петрографический состав (доля эффузивных и экструзивных, вулканогенно-осадочных и иных образо-

ваний, в том числе гидротермально измененных), выветрелость обломочного материала. Всего было отобрано 11 образцов из руслового аллювия и 2 — из селевых отложений.

Для изучения *гранулометрического состава* бралась проба около 100 г мелкообломочной составляющей аллювия (включая гравий). Гранулометрический анализ выполнялся в лаборатории палеоархивов природной среды отдела палеогеографии ИГ РАН на лазерном дифракционном анализаторе (ЛДГ) Malvern Mastersizer 3000. Материал в объеме 2 чайные ложки образца подвергался просеиванию через сита 2.0 и 1.1 мм. Крупные фракции (гравий и грубый песок) собирались в стаканы и высушивались при температуре 40–105° до визуального сухого состояния, после чего они взвешивались. Аналогичные процедуры проводились с тонкой фракцией (глина, алеврит и песок). Полученный осадок смешивался с 4% раствором пирофосфата натрия, нагревался до 90° в течение двух часов с помешиванием до разрушения агрегатов. В дальнейшем полученный образец измерялся на ЛДГ с протоколом на основе теории Фраунгофера, путем добавления пипеткой из стакана в диспергатор. Полученные данные обрабатывались статистически в MS Office с пакетом Gradistat. Всего проанализировано 22 образца.

Для *минералогического и морфоскопического анализа* тонкообломочной составляющей было отобрано 22 образца весом около 500 г. В полевых условиях проведено отмучивание (удалялась глинистая фракция), затем материал высушивался и просеивался на ситах. Морфоскопический анализ зерен и обломков пород под биноклем выполнялся Э.Г. Ананьевой для размерности гравия (10–5, 5–2 мм) и песка (1–0.5, 0.5–0.25 мм). Уделялось внимание форме зерен, характеру их поверхности, петрографическому и минералогическому составам, окатанности, вторичному изменению, наличию пленок и наростов. Минералогический анализ проведен А.В. Григорьевой (ИГЕМ РАН) для размерности 0.1–0.25 мм (мелкий песок), которая наиболее информативна при решении палеогеографических и палеогеоморфологических задач. Изучались состав и доля тяжелой и легкой фракций (разделение которых проводилось в бромформе), степень выветрелости и корродированности зерен минералов, наличие вторичных минералов, особенности строения агрегатов.

ХАРАКТЕРИСТИКА БАССЕЙНА р. ГЕЙЗЕРНОЙ

Геологическое строение и гидротермальные проявления. Долина расположена на восточной границе Узон-Гейзерной вулканотектонической депрессии. В геологическом строении исследуемой территории принимают участие три ком-

¹ По шкале А.В. Хабакова (Атлас текстур и структур ..., 1962).

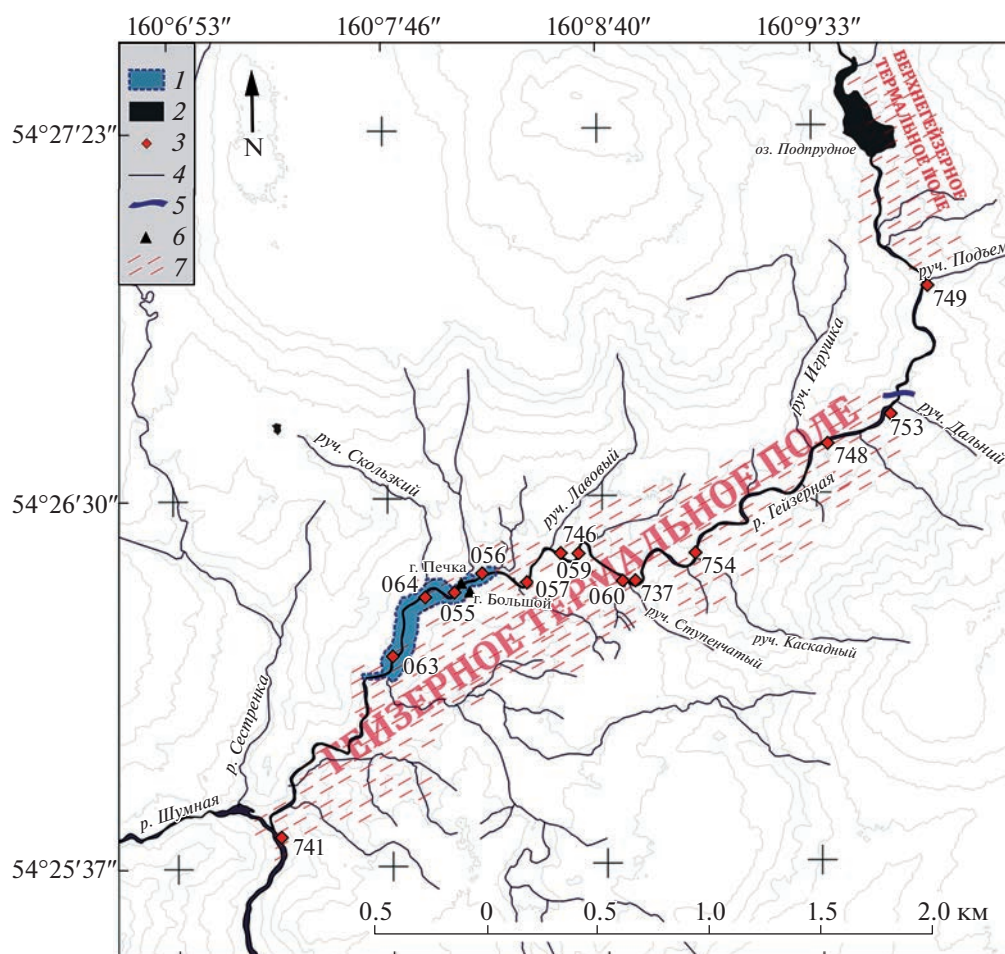


Рис. 1. Точки опробования в бассейне р. Гейзерной. Подпрудные озера: 1 – спущенное (2007–2014 гг.), 2 – существующее с 2014 г.; 3 – точки опробования; 4 – водотоки; 5 – Тройной водопад; 6 – гейзеры; 7 – термальные поля.

Fig. 1. Sampling points in the Geysernaya River basin. Dammed lakes: 1 – drained (2007–2014), 2 – existing since 2014; 3 – sampling points; 4 – watercourses; 5 – Troynoi waterfall; 6 – geysers; 7 – thermal fields.

плекса пород: докальдерный, синхронный кальдерообразованию и посткальдерный (Леонов и др., 1991; Сугробов и др., 2009). Докальдерные образования представлены туфобрекчиями и туфоконгломератами, а также лавами преимущественно андезитового и дацитового состава средне-позднеплейстоценового возраста (Геологическая карта ... 1 млн. м-ба, 2011). На этапе кальдерообразования (около 40 тыс. л. н.) они были прорваны дайками, произошло формирование игнимбритов, экструзивных куполов и лав бортового комплекса. На посткальдерной стадии депрессия оказалась заполненной озерными отложениями и лавами (Геологическая карта ... 200 тыс. м-ба, 1981). Вулканогенно-озерные осадки представлены преимущественно тонкими пемзовыми туфами, туфопесчаниками, туфогравелитами с прослоями и линзами плохо обработанного грубообломочного материала – туфобрекчий и туфоконгломератов (Леонов и др., 1991; Сугробов и др., 2009).

Это сложно построенные полифациальные комплексы, сформированные в результате обильного поступления во внутрикальдерные водоемы продуктов вулканической деятельности, гравитационных и эрозионных процессов (Кременецкая, 1977; Краевая и др., 1979; Егорова, 1993). Предполагается, что в начале голоцена (Сугробов и др., 2009) процессы эрозии привели к разрушению борта депрессии, спуску озер и заложению глубоко врезанной в озерные отложения долины р. Гейзерной. Дольше всего озерный бассейн сохранился в верховьях реки.

Положение долины р. Гейзерной в целом совпадает с разломной зоной СВ простирания, протягивающейся от вулкана Большой Семьячик к вулкану Кихпиныч. В среднем течении изгиб долины совпадает с дуговым разломом, ограничивающим с востока Узон-Гейзерную кальдеру (Геологическая карта ... 1 млн м-ба, 2011). На склонах долины встречаются поля гидротермально изме-

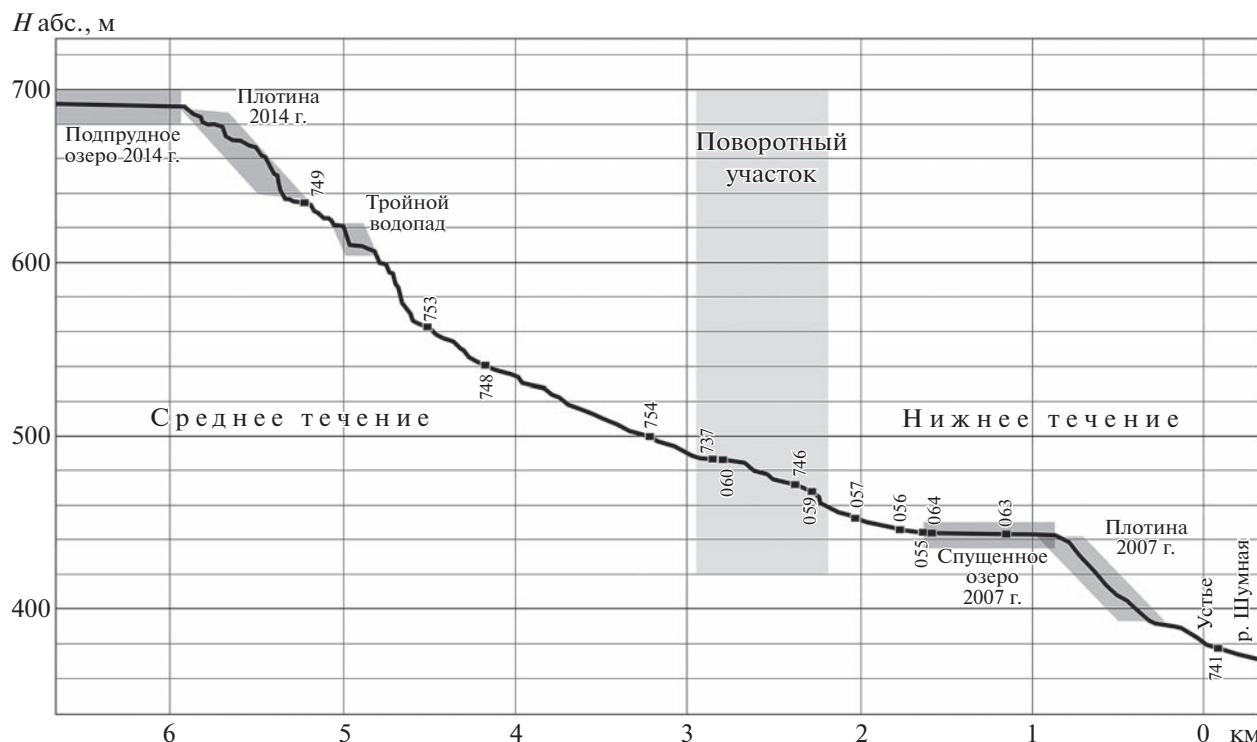


Рис. 2. Продольный профиль р. Гейзерной (среднее и нижнее течение) и точки отбора проб.

Fig. 2. The Geysernaya River longitudinal profile (middle and lower reaches) and sampling points.

ненных и нагретых до различных температур пород. Все поверхностные термопроявления бассейна реки объединены в 3 группы термальных полей: в верховьях (у подножия одноименного вулкана) — Кихпиничевское, в среднем течении — Верхнегейзерное (протяженность около 2 км) и в низовье — Гейзерное (протяженность около 5 км) (Атлас ..., 2015). Высокотемпературные напорные хлоридно-натриевые воды (Сугробов и др., 2009) в виде многочисленных источников и паровых струй выходят в долине по трещинам в водоупорной кровле, тем самым позволяя проследить разрывные нарушения (Кирюхин и др., 2012). Термопроявления представлены струями насыщенного пара, в местах выхода которых фиксируются отложения серы, грязевыми и газизирующими котлами, серными буграми, разнообразными источниками и гейзерами. Основная разгрузка высокотемпературных подземных вод в настоящее время происходит на самом нижнем по течению Гейзерном термальном поле. Большинство гейзеров и источников расположено в днище долины и на ее левом борту, который непосредственно прилегает к краю кальдеры. На правом борту гидротермальная деятельность проявляется только до высот 10–15 м над урезом реки (Сугробов и др., 2009).

Геоморфологическое строение бассейна и гидрологический режим. Река Гейзерная является водо-

током 5 порядка, левым притоком р. Шумной (бассейн Тихого океана) и берет свое начало на высоте около 900 м на склонах вулкана Кихпинич. Ее протяженность составляет менее 12 км, а перепад высот — более 700 м при среднем уклоне 0.06. Продольный профиль реки ступенчатый, невыработанный — практически на всем протяжении она изобилует порогами и водопадами (рис. 2). Площадь бассейна 57.8 км².

В верховьях долина ориентирована на ЮЗ, имеет глубину около 200 м и примерно такую же ширину. Далее она поворачивает на ЮЮВ и расширяется до 1 км. В месте расширения на ее левом борту расположены термальные площадки и горячие источники Верхнегейзерной группы. Ниже долина опять круто поворачивает к ЮЗ, ее уклон возрастает: в русле прослеживаются три ступени водопада общей высотой около 30 м; после этого она опять расширяется — уже до 3.5 км. К участку расширения приурочены многочисленные источники и гейзеры Гейзерной группы. Глубина долины в приустьевой части превышает 400 м.

Гидрологический режим реки характеризуется хорошо выраженным весенне-летним половодьем, многоводной летней и зимней меженью; питание — смешанное. Среднегодовой годовой модуль стока равен 30–35 л/км. По наблюдениям 2008 г. (Воробьевский и др., 2010), сток

взвешенных и влекомых наносов составляет около 5200 т/год. В межень расход в устье реки колеблется в пределах 1.5–2 м³/с, но в летне-осеннее время он увеличивается в полтора раза и значительно возрастает в период снеготаяния и выпадения осенних дождей. Глубина и ширина реки изменчивы: наибольшая ширина русла в межень отмечается в приустьевой части, где она достигает 10–15 м, глубина колеблется от 0.5 до 1.2 м; скорость течения около 1.5–2 м/с. В пределах спущенного подпрудного водоема 2007 г. русло реки разбивается на 2–3 рукава.

Низкая пойма имеет высоту 0.5–1 м при ширине до 50–100 м, высокая – 2.0–2.5 м при ширине 5–20 м. Периодически прослеживается 1 терраса высотой 4–6 м – в среднем течении преимущественно по левому борту, в нижнем – по правому. Эти уровни сложены в основном грубообломочным плохо сортированным галечно-валунным материалом, но иногда в уступах встречается более тонкий, горизонтально слоистый супесчаный материал. Если в непосредственной близости имеются термальные проявления либо участки прогретого грунта, то слагающие террасы отложения могут быть сцементированы или, напротив, выветрелыми до глины (Лебедева, Жарков, 2022). В среднем течении к этому уровню привязаны также подрезаемые рекой фрагменты конусов выноса в устьях левых притоков реки (руч. Каскадный, Дальний), сложенные, по-видимому, селевым материалом. Хорошо выраженные более высокие террасовые уровни в долине отсутствуют, хотя Т.И. Устинова (1955) и отмечала наличие фрагментов 15–18 и 22–25 м террас. Действительно, борта долины изобилуют разновысотными ступенями – террасовидными площадками, которые не выдержаны по простира-нию.

Только за последние 40 лет на территории Долины гейзеров произошло три крупных обвально-оползня, сопровождавшихся селеобразованием (1981, 2007 и 2014 г.) общим объемом около 24 млн м³ (Двигало и др., 2014; Шевченко и др., 2018; Лебедева и др., 2020). И, если в первом случае обломочная масса была быстро переработана рекой и вынесена вниз по течению, то в двух последующих сформировались подпрудные водоемы. В 2007 г. после обвала обширного участка склона, сложенного озерными туфами гейзерной свиты, и схода селя по долине руч. Водопадного, сформировался подпрудный водоем в нижнем течении реки, который просуществовал до конца 2014 г. (Атлас..., 2015). Протяженность селевой плотины, сложенной в различной мере раздробленными туфами, вдоль по долине превышала 500 м, мощность отложений составляла около 50 м. Первоначальная глубина подпрудного озера – 27 м (Пинегина и др., 2008). В январе 2014 г. произо-

шел обвал лав и пирокластики андезитодацитового состава, гидротермально измененных пород и туфов на участке левого борта долины в ее среднем течении. Обвал повлек за собой сход нового селя, который достиг нижнего подпрудного озера, в результате чего плотина последнего была частично разрушена и уровень озера упал на 1 м, а затем в течение нескольких месяцев оно было спущено. В настоящее время в теле плотины существует врез (проран) шириной до 40–70 м. В 2014 г. в результате вышеописанного обвала сформировался новый подпрудный водоем в среднем течении реки с плотиной, сложенной преимущественно крупными блоками лав (размер 2–5 м). Протяженность плотины вниз по долине около 700 м, ее высота достигает 22 м над руслом реки; в настоящее время происходит аккумуляция обломочного материала в подпрудном водоеме и вынос мелкозема из тела плотины.

В процессе полевых работ нами были изучены геоморфологическое строение участков среднего и нижнего течения р. Гейзерной (ниже плотины подпрудного озера 2014 г.) и накапливавшиеся там рыхлые отложения. К среднему течению мы относим участок до поворота долины после руч. Ступенчатого, к нижнему – от устья реки до устья руч. Лавового (рис. 1). Данные фрагменты долины, ориентированные преимущественно на ЮЗ, разделены поворотным участком – от руч. Ступенчатого до руч. Лавового, где река течет на ЗСЗ.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ. ХАРАКТЕРИСТИКА ВЕЩЕСТВЕННОГО СОСТАВА АЛЛЮВИЯ

Анализ галечного материала (табл. 1) показал, что в аллювии реки по петрографическому составу в целом преобладают вулканогенно-осадочные породы: вскрываемые рекой на глубину более 300 м озерные туфы, туфопесчаники и туфогравелиты; в среднем их содержание 52%. Доля лавового материала (как экструзивных, так и эффузивных фаций, слагающих водоразделы и выходящих в левом борту долины в среднем течении реки) несколько меньше – 43%. Однако при этом лавовый материал доминирует близ устья руч. Лавового и на участке спущенного озера 2007 г. (50–87%), а туфовый (до 80–83%) – выше и ниже селевой плотины 2007 г.

Средние размеры гальки из аллювия составляют 5.78–3.97–2.15 см по осям а–b–с, коэффициенты удлинения и уплощения соответственно 0.69 и 0.54. Окатанность колеблется от 1.7 до 2.4 (в среднем $K_{ок} = 1.89$), наихудшая окатанность – 1.53 – отмечается на месте подпрудного озера 2007 г. (т. 064) напротив устья руч. Скользкого. В целом и на других участках спущенного озера

Таблица 1. Характеристика галечного материала из руслового аллювия р. Гейзерной и отложений селя 2014 г.
Table 1. Characteristics of pebbles from the Geysernaya River alluvium and 2014 debris flow

Русловой аллювий		Средний размер по осям			Коэффициенты			Петрографи-ческий состав, %		Измененная галька, %			Битая галька, %
		a	b	c	b/a удлине-ния	c/b уплоще-ния	K _{ок}	туфы-туфобре-кции	лавы	выветре-лая	ожелез-ненная	всего	
Среднее	значения	5.78	3.97	2.15	0.69	0.54	1.89	51.8	42.7	24.5	26.4	55.1	6
Мини-мальное		4.4	2.9	1.49	0.65	0.39	1.53	10	7	7	7	27	0
Макси-мальное		6.8	4.9	2.8	0.76	0.66	2.4	83	87	43	47	80	17

Отложения села 2014 г.													
Среднее	значения	5.83	4.29	2.78	0.74	0.66	1.4	26.7	66.7	26.7	26.7	53.4	8.4
Мини-мальное		4.73	3.41	2.32	0.72	0.63	1.3	23.3	63.3	23.3	16.7	40	6.7
Макси-мальное		6.92	5.17	3.23	0.75	0.68	1.5	30	70	30	36.7	66.7	10

окатанность не слишком хорошая ($K_{ок} = 1.7$). Более половины всего обломочного материала аллювия (55.1%) — это выветрелая и ожезненная галька; ее количество увеличивается до 80% в центральной части днища спущенного озера 2007 г., где особенно активны термальные проявления, а также непосредственно ниже плотины 2014 г. (на участке Верхнегейзерного термального поля) и в нижнем течении реки (приустьевая часть). Количество битой гальки невелико — в среднем 6%, максимальное (10–17%) — у плотины подпрудного озера 2007 г., близ устья руч. Лавового и ниже плотины 2014 г.

Результаты анализа гранулометрического состава руслового аллювия р. Гейзерной представлены на рис. 3. Медианный диаметр мелкообломочной фракции в среднем составляет 0.225 мм и колеблется от 0.082 до 0.354 мм, резко возрастающая в районе плотины 2014 г. и Тройного водопада. В целом сортировка мелкообломочной составляющей руслового аллювия плохая: коэффициент сортировки колеблется от 2 до 9.

Минералогический анализ мелкопесчаной фракции. Материал проб аллювия в нижнем и среднем течении реки Гейзерной, несмотря на значительную дифференциацию по количественному содержанию минеральных фаз, имеет много общего по качественным характеристикам. Выход тяжелой фракции в целом невелик и колеблется в пределах от 2.58 до 10%, резко увеличиваясь до 25 и даже 50% в двух точках — 055—2 и 060—1 (рис. 4, (а)). Основная часть проб состоит из продуктов преобразования пирокластики до смектитов, смектит-цеолитовых, опал-кристобалитовых агрегатов

или их сочетаний. Их общее содержание в легкой фракции достигает 70% (рис. 5, (а, в)). Вторичные минералы представлены также цеолитом, каолинитом, серпентинитом и гидрослюдами, но их доля, как правило, составляет первые проценты. В большинстве проб присутствует гейзерит, представленный как тонкоагрегатным опалом, так и опал-кристобалитовыми агрегатами (рис. 5, (б)). Как в легкой, так и в тяжелой фракциях встречаются обломки измененных эффузивных пород (до 10–11%), в которых сохранились только очень мелкие (менее 10–20 мкм) реликты первичных минералов, а матрикс превращен в опал-смектитовую массу.

В среднем течении р. Гейзерной до 50–80% тяжелой фракции составляют сульфиды, представленные, в основном, пиритом в кубических кристаллах, зернистых агрегатах, в сростках или в тонкозернистых агрегатах, сцементированных смектитами (рис. 4, (в)). Практически во всех пробах сульфиды в разной степени окислены — от поверхностных пленок оксидов железа на кристаллах пирита до лимонитовых образований, содержащих реликтовые частицы тончайших зерен пирита, а также пиритовых агрегатов, полностью замещенных гетит-лимонитовыми образованиями. Ожезнение характерно и для многих смектит-цеолитовых агрегатов. В нижнем течении содержание сульфидов в пробах несколько ниже и, как правило, составляет от 18 до 40%. Практически противоположная картина наблюдается с пироксенами (рис. 4, (г)), доля которых, напротив, увеличивается в нижнем течении р. Гейзерной. Магнетит и титаномagnetит составляют до 30%

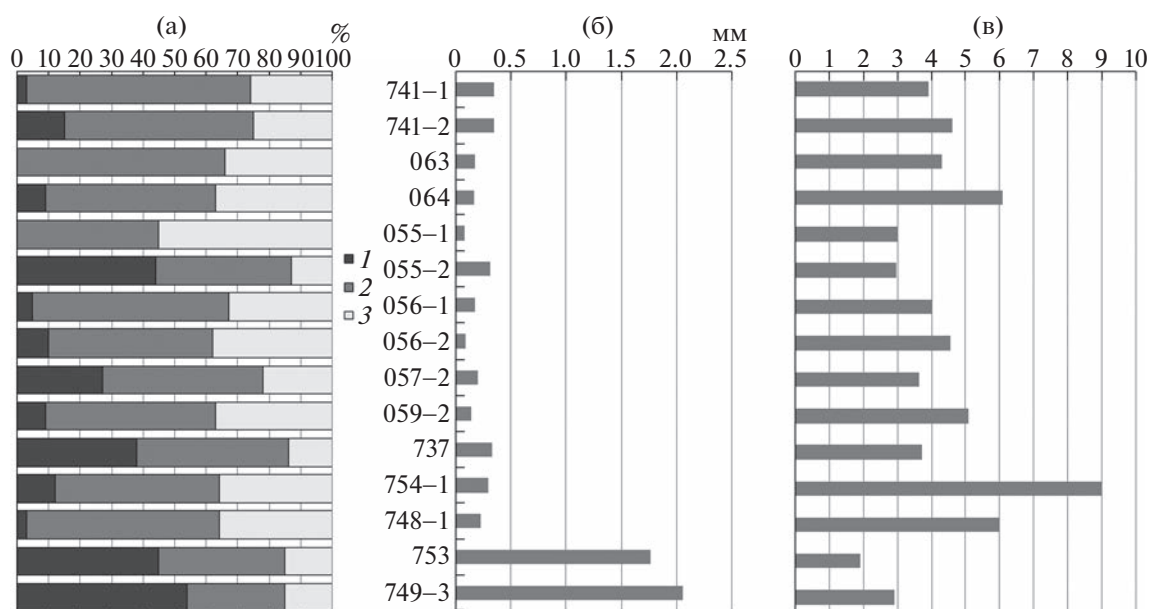


Рис. 3. Гранулометрический состав руслового аллювия р. Гейзерной: (а) — соотношение: 1 — гравия, 2 — песка, 3 — алеврита; (б) — медианный диаметр; (в) — коэффициент сортировки.

Fig. 3. The Geysernaya River channel alluvium granulometric composition: (a) — ratio: 1 — gravel, 2 — sand, 3 — silt; (б) — median diameter; (в) — sorting factor.

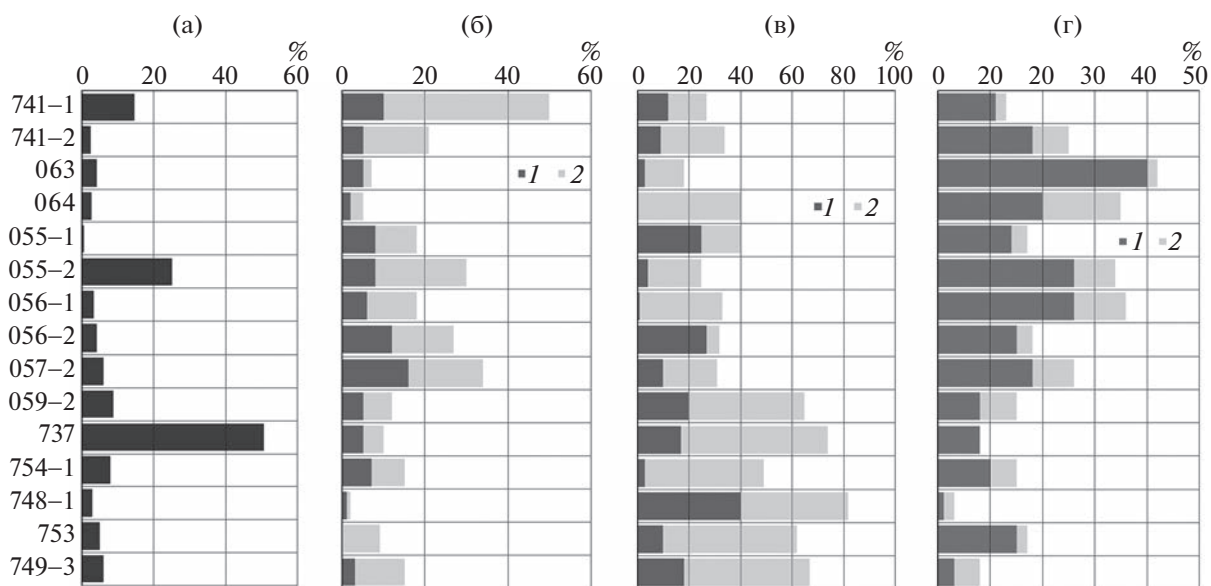


Рис. 4. Выход тяжелой фракции в образцах руслового аллювия р. Гейзерной (а) и содержание в ней ведущих минералов и их соединений (размерность 0.1–0.25 мм): (б) — магнетит и титаномагнетит (1) и магнетит в сростках и включениях (2), (в) — сульфиды (1) и псевдоморфозы гидроксидов железа по пириту (2), (г) — пироксены ромбические (1) и моноклинные (2).

Fig. 4. Yield of heavy fraction in the Geysernaya River alluvium samples (а) and the content of leading minerals and their compounds in it (size 0.1–0.25 mm, %): (б) magnetite and titanium-magnetite (1) and magnetite in intergrowths and inclusions (2), (в) sulfides (1) and iron hydroxides after pyrite (2), (г) orthorhombic (1) and monoclinic (2) pyroxenes.

тяжелой фракции, но в свободном виде их, как правило, не более трети, остальная часть находится в виде включений и сростаний с мелкозернистыми ожелезненными агрегатами (рис. 4, (б)).

Большинство обломочных минералов тяжелой фракции (за исключением пироксенов) — роговая обманка, оливин, эпидот, ставролит, циркон, гранат, освобожденных из разрушаемых эффу-

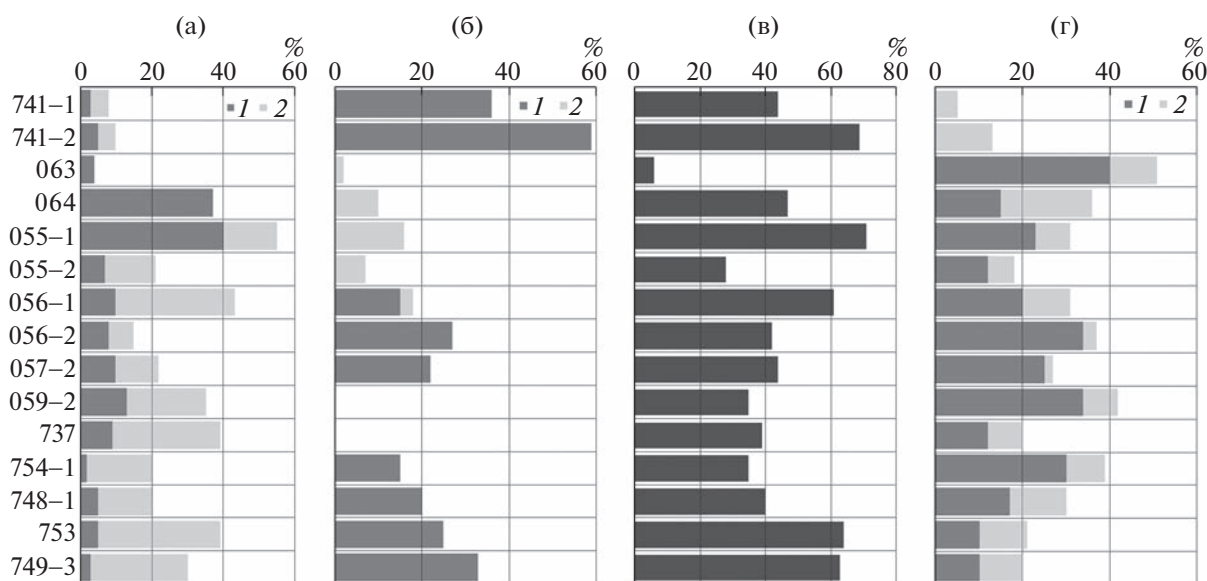


Рис. 5. Содержание агрегатов и вторичных минералов в легкой фракции руслового аллювия р. Гейзерной (размерность 0.1–0.25 мм): (а) – смектит-цеолитовые (1) и опал-смектитовые (2) агрегаты, (б) – опал-кристобалитовые агрегаты (1) и тонкоагрегатный опал (2), (в) – совокупное содержание различных агрегатов, (г) – вторичные минералы: смектит (1) и иные (2 – каолинит, гидрослюда).

Fig. 5. Percentage of aggregates and newly formed minerals in the Geysernaya River alluvium light fraction (size 0.1–0.25 mm): (а) – smectite-zeolite (1) and opal-smectite (2) aggregates, (б) – opal-cristobalite aggregates (1) and fine-aggregate opal (2), (в) – total content of various aggregates, (г) – newly formed minerals: smectite (1) and others (2 – kaolinite, hydromicas).

живных пород, содержатся в очень небольшом количестве: от менее 1 до 2–3%. То же касается и минералов легкой фракции: содержание кварца не превышает 12–14%, а полевых шпатов достигает 30–35% лишь в отдельных точках. Вулканическое стекло (до 15% легкой фракции) представлено преимущественно обсидианом – очень плотными темноцветными обломками овальных и близких к ним форм с гладкой поверхностью и раковистым изломом. В пробах встречаются единичные зерна шлаков и обломки пемзы.

Доля гравия в изучаемых отложениях составляет до 54%, поэтому анализ этой составляющей весьма важен. *Морфоскопический анализ зерен и обломков пород* имеет большое значение для определения генезиса отложений и особенностей их накопления. Установлено, что в значительной части образцов аллювия наряду с неокатанными или слабоокатанными обломками данной размерности присутствует большое количество хорошо и даже идеально окатанных (3–4 класс) обломков не только относительно мягких туфов, но и прочных лав, а также продуктов их дробления. Наиболее высокое содержание хорошо окатанных обломков, в первую очередь лав (до 20–24%), отмечается в образцах 060–1 и 055–2. Большинство окатанных обломков выветрелые, с коркой ожелезнения, иногда целиком проработаны железистыми растворами, выщелоченные; отдельные зерна со следами внутрислойного растворе-

ния; часто на них отмечаются следы и наросты железисто-глинистого цемента. Все это свидетельствует о переотложении каких-то древних осадков, по-видимому флювиального генезиса. Важно отметить, что легкая фракция данных проб представлена преимущественно полевыми шпатами (до 30%) и кварцем (12–14%) при практически полном отсутствии смектитовых и иных агрегатов, что весьма нехарактерно для современного аллювия реки. Перемыв древнего аллювия обусловил здесь и аномально высокий выход тяжелой фракции (25–50%).

В процессе работ были опробованы аллювиальные отложения главных притоков р. Гейзерной, минералогический спектр мелкопесчаной фракции аллювия своеобразен в каждом из них и отличается от такового основной реки (табл. 2).

Изученные отложения селей 2007 и 2014 г. совершенно разные по петрографическому составу: в 2007 г. обвал-оползень и сель переместили преимущественно материал озерных туфов, а в 2014 г. – в основном обломки лав (63–70%). Селевый материал размерности гальки (см. табл. 1) несколько крупнее, нежели русловой аллювий (средние размеры 5.83–4.29 – 2.78 см по осям а–b–с) и окатан хуже ($K_{ок} = 1.3–1.5$). Для гравийной и песчаной фракций селевых отложений типично наличие глинистых и глинисто-железистых пленок, примазок, присыпок, которых лишены аллювиальные отложения.

Таблица 2. Минералогический состав тяжелой фракции аллювия (размерность 0.1–0.25 мм) р. Гейзерной и ее притоков**Table 2.** Alluvium heavy fraction mineralogical composition (size 0.1–0.25 mm) of the Geysernaya River and its tributaries

№	Точка	Места отбора проб руслового аллювия			Формула минералогического состава тяжелой фракции
1	741—1	Русло Шумной ниже устья Гейзерной			$M^{50} \text{ гж}^{15} \text{ п}^{12} \text{ cy}^{12}$
2	741—2	русло Гейзерной	Однорукавное русло	близ устья	$\text{Гж}^{25} \text{ П}^{25} \text{ М}^{21}$
3	063		Многорукавное русло в пределах бывшего подпрудного озера 2007 г., зона аккумуляции	в 100 м выше плотины 2007 г.	$\text{П}^{48} \text{ гж}^{15} \text{ оп}^{11} \text{ м}^7$
4	064			выше устья руч. Скользкого	$\text{Гж}^{40} \text{ П}^{35} \text{ м}^5$
5	055—1			близ гейзера Большой	$\text{Cy}^{25} \text{ п}^{18} \text{ м}^{18} \text{ гзр}^{12} \text{ гж}^{10}$
6	055—2			выше гейзера Большого	$\text{П}^{34} \text{ М}^{30} \text{ Гж}^{21}$
7	056—1			место выклинивания озера, 1-я протока	$\text{П}^{36} \text{ Гж}^{31} \text{ м}^{18}$
8	056—2			место выклинивания озера, 2-я протока	$\text{М}^{27} \text{ Cy}^{25} \text{ п}^{18}$
9	057—2			у стенки Витраж (правый берег)	$\text{М}^{34} \text{ П}^{26} \text{ Гж}^{21} \text{ cy}^{10}$
10	059-2		Однорукавное русло	выше устья руч. Лавового (лев. берег)	$\text{Гж}^{45} \text{ п}^{15} \text{ cy}^{12} \text{ м}^{12}$
11	060—1 (737)			выше устья руч. Ступенчатого	$\text{Гж}^{57} \text{ cy}^{15} \text{ м}^{10} \text{ п}^8$
12	754—1			выше устья руч. Каскадного	$\text{Гж}^{46} \text{ м}^{15} \text{ п}^{15}$
13	748—1			выше устья руч. Игрушка	$\text{Гж}^{42} \text{ М}^{35} \text{ п}^3$
14	753			ниже Тройного водопада	$\text{Гж}^{49} \text{ cy}^{18} \text{ м}^9 \text{ п}^8$
15	749—3			выше устья руч. Подъем	$\text{Гж}^{52} \text{ п}^{17} \text{ м}^{15}$
Аллювий притоков					
1	734—1	Скользкий (верхнее течение)			$\text{П}^{42} \text{ М}^{37} \text{ и}^{12}$
2	745	Скользкий (нижнее течение)			$\text{П}^{60} \text{ М}^{20} \text{ агр}^{15}$
3	755	Лавовый (приустьевая часть)			$\text{М}^{50} \text{ П}^{31} \text{ и}^{12}$
4	766	Игрушка (среднее течение)			$\text{М}^{50} \text{ И}^{22} \text{ п}^{18}$
5	768	Каскадный (среднее течение)			$\text{И}^{28} \text{ гж}^{15} \text{ гзр}^{10} \text{ м}^9$

Примечание. М – магнетит и титаномагнетит, Гж – псевдоморфозы гидроксидов железа по пириту, П – пироксены, Су – сульфиды неизмененные, И – ильменит, оп – обломки пород, гзр – гейзерит с включением рудных минералов, агр – смектит-цеолитовые агрегаты с включением рудных минералов. Цифры соответствуют процентному содержанию.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ. ДОМИНИРУЮЩИЕ ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ И ИХ ВЛИЯНИЕ НА ХАРАКТЕР ВЕЩЕСТВЕННОГО СОСТАВА АЛЛЮВИЯ

Проведенные исследования позволяют заключить о фрагментарной аккумуляции рыхлых отложений в долине и чередовании участков аккумуляции и врезания русла с преобладанием последних. На участках преимущественного врезания в русло р. Гейзерной вскрываются вулканогенно-озерные отложения (Q_3^4) или сцементированные галечно-валунные отложения более ранних этапов аккумуляции (в том числе, относящиеся к устье-

вой пачке докальдерного комплекса (Q_3^3), дайки риодацитов. Для эрозионно-аккумулятивных участков характерны галечно-валунные косы. Аккумуляция более тонкого рыхлого материала наблюдается в пределах бывших и существующих подпрудных водоемов: с поверхности эти отложения представлены песчано-галечным материалом с включением отдельных валунов.

Анализ минералогического состава мелкопесчаной фракции руслового аллювия показал, что на участках (1) однорукавного русла с преобладанием эрозионных процессов (среднее течение, поворотный участок и приустьевая часть долины) и (2) многорукавного с доминированием аккумуляции (бывшее подпрудное озеро 2007–2014 гг.)

распределение ведущих минералов в мелкопесчаной фракции несколько различается (табл. 2). На участках 1-го типа минералогический спектр схож во всех точках опробования: здесь преобладают окислы и гидроокислы железа по пириту (42–52%), значительную долю составляют неизменные сульфиды (до 12–18%), магнетит (9–35%) и пироксены (3–17%). На участках 2-го типа, хотя общий набор минералов в целом остается прежним, но доминируют то магнетит (27–34%), то пироксены (34–48%), то неизменные сульфиды (25%). Количество гидроксидов железа по пириту резко сокращается, они преобладают лишь в центральной протоке выше устья руч. Скользкого (40%). В створе гейзеров Большой и Печка до 12% тяжелой фракции составляет гейзерит с включением обломков рудных минералов (12%). Сравнение аллювия основной реки и ее притоков показало, что подобное распределение не связано с выносом материала притоками, а видимо, свидетельствует о большей изменчивости условий осадконакопления мелкопесчаной фракции в зоне бывшей озерной аккумуляции.

Несмотря на то что все изученные притоки р. Гейзерной (руч. Скользкий, Лавовый, Каскадный, Игрушка) на большем своем протяжении пререзают озерные отложения посткальдерного этапа, минералогический спектр их аллювия весьма разнообразен и отличается от такового р. Гейзерной (см. табл. 2). Вероятно, это обусловлено рядом причин: с одной стороны, заложением самих долин по зонам разломов с выходами различных по составу газогидротерм, с другой, — выходами лав и пирокластических пород в верховьях некоторых из них, а также с большей или меньшей активностью оползневых и селевых процессов в долинах, поставляющих в русло значительные объемы рыхлого материала того или иного состава. Однако существенного влияния на характер минералогического спектра основной реки притоки не оказывают.

Ранее были отмечены особенности строения и развития долин рек геотермальных зон, среди которых главные: наличие гидротермальных проявлений в бассейне; активизация склоновых процессов на бортах долин и, как следствие, значительное поступление материала со склонов в русло; а также масштабное развитие селевых процессов (Лебедева, 2021). Попробуем проанализировать, как эти особенности повлияли на характер аллювия р. Гейзерной.

Роль гидротермальных проявлений. В зонах развития гидротермальных процессов под воздействием кислых растворов, образующихся при конденсации пара и растворении газов парогазовых струй, идет активный процесс изменения горных пород. В местах выхода воды и газа прочные породы постепенно превращаются в относи-

тельно мягкие глины. Благодаря притоку эндогенного тепла трансформация твердого вещества на участках термального воздействия протекает в долине р. Гейзерной круглый год, чему способствует и высокая минерализация термальных вод. Инженерно-геологические работы в бассейне р. Гейзерной (Фролова и др., 2019) показали, что в зонах воздействия гидротерм обломки вулканического стекла в дацитовых туфах замещаются здесь глинистыми минералами и цеолитами. При этом в процессе лабораторных исследований образцов этими специалистами было установлено снижение плотности породы практически вдвое и возрастание ее пористости, что приводит к резкому уменьшению сцепления. Очевидно, что данная трансформация пород не может не повлечь за собой и активизацию склоновых процессов на бортах глубоко врезанной долины. Рядом с многочисленными выходами газогидротерм формируются и специфические аккумулятивные формы микрорельефа (Лебедева, Жарков, 2022). Все это повлияло и на характер рассматриваемого аллювия. На участках, где особенно активны термальные проявления, резко увеличивается количество измененной гальки: например, в центральной части спущенного озера 2007 г., где, несмотря на активную аккумуляцию материала, сохранились как гейзеры (Большая Печка и др.), так и значительное количество более мелких газогидротерм, которые мы можем фиксировать по выходам газа и выпотам серы, ее содержание достигает 80%. В большинстве образцов мелкогравийной и грубопесчаной фракций отмечается частичное или полное замещение зерен цеолитом и опалом, иногда встречаются смектитовые и цеолитовые агрегаты такой же размерности. Содержание смектитов, смектит-цеолитовых, опал-кристобалитовых образований или их сочетаний в изученных образцах мелкопесчаной фракции аллювия достигает 35–70%, особо увеличиваясь на участках Верхнегейзерного и Гейзерного термальных полей.

Склоновые процессы и роль селевой составляющей в формировании руслового материала. В результате активного развития склоновых процессов под воздействием газогидротерм долина реки постепенно расширяется на участках их наиболее мощного проявления — в пределах упомянутых термальных полей. На ее бортах фиксируются смещения пород различного масштаба, в том числе, с перегораживанием днища долины. Формируются локальные оползневые террасы, что обуславливает ступенчатое строение бортов долины. Характер ступеней — их невыдержанность по простиранию и продолжающееся смещение на отдельных участках — свидетельствует о том, что данные формы являются оползневыми террасами. Поступающий в днище долины материал выносится в основном селями, которые провоциру-

ются ливневыми осадками. Для долины типично периодическое возникновение кратко живущих (годы) подпрудных водоемов, при прорыве которых также возникают сели. Заплески селевого материала при их прохождении по долине достигают высоты 15 и даже 40 м на поворотных участках (Сугробов, 2009; Атлас..., 2015). Соответственно, селевым материалом перекрыты большинство низких террасовых уровней.

Аккумуляция значительной части осадков последнего селя произошла при входе потока в подпрудное озеро, сформированное в 2007 г. Об этом свидетельствует плохая окатанность здесь галечного материала ($K_{ок} = 1.53$), доминирование обломков лав, характерных для этого селя, и повышение содержания битой гальки. Обломочный материал селя 2014 г. в нижнем течении обнаружен также на поверхности низких террас (4–7 м). Кроме того, в русле реки много глыб размером до 2–5 м, представленных в основном лавами, — это перенесенные селем 2014 г. фрагменты обвалившегося борта долины. В нижнем течении на петрографический состав аллювия оказал влияние сел 2007 г., вынесший в долину громадные объемы обломков туфов, туфопесчаников и туфобрекчий гейзерной пачки (Q_3^4).

В целом обилие склонового материала, перемещенного селями, обуславливает плохую окатанность аллювия, слабую дезинтеграцию песчаной фракции, плохую сортировку материала. Селевая составляющая приводит к изменению петрографического состава аллювия в зависимости от того, материал какого селя попадал в русло на данном участке.

Роль подпрудных водоемов в формировании руслового материала. В пределах временных подпрудных водоемов идет активное накопление переносимого рекой мелко- и крупнообломочного материала — формируется внутренняя дельта. В ее проксимальной части накапливается более крупный галечно-валунный материал, а в дистальной — более тонкие песчано-гравийные и даже песчано-суглинистые отложения. Здесь также аккумулируются селевые массы, выносимые с верхних по течению участков долины. О мощности осадков в центральной части нижнего подпрудного озера на участке близ гейзера Большой можно судить по высоте постройки этого гейзера относительно уреза реки: до формирования озера в 2007 г. она составляла около 11 м (Леонов, 2017), а в 2021 г. была порядка 5 м. На данном участке активная аккумуляция продолжалась с 2007 по 2014 г., при этом по результатам проведенного летом 2007 г. эхолотирования возникшего подпрудного водоема (Пинегина и др., 2008) мощность рыхлых отложений в его днище в 600 м выше плотины (рассматриваемый нами участок) составляла от 7 до 15 м, что, видимо, было обусловлено забросом се-

левого материала 2007 г. вверх по долине. При спуске озера в 2014 г. часть материала была вынесена, началось постепенное врезание реки в аккумулятивную толщу и ее размыв, к августу 2021 г. мощность отложений составляла около 6 м. На месте спущенного озера сформировалось много-рукавное русло с 2–3 протоками, разделенными песчаными и песчано-галечными косами. Условия осадконакопления в подпрудном водоеме были достаточно изменчивыми на разных его участках, что сказалось на распределении ведущих минералов мелкопесчаной фракции.

ВЫВОДЫ

Выявленные в результате исследований признаки позволили разделить анализируемые осадки на аллювиальные и селевые и подтвердить значительное участие селевого материала в формировании современного аллювия р. Гейзерной.

Общими чертами аллювия в нижнем и среднем течении реки являются: плохая окатанность обломков пород размерности валунов и гальки (1–2 класс), слабая сортировка мелкообломочной составляющей аллювия, обилие обломков пород и сростков минералов даже во фракции тонкого песка. Все это свидетельствует о слабой дезинтеграции осадка и значительной доли в нем склонового материала, в том числе переотложенного селями.

Большое содержание вторичных агрегатов (до 70% легкой фракции размерности 0.1–0.25 мм) и измененных обломков пород (до 80%) в галечной фракции аллювия свидетельствует о значительном влиянии газогидротермальной деятельности на переработку размываемых пород и о повсеместном развитии гидротермально измененных толщ в бассейне реки. А также о вторичном выветривании обломочного материала на участках термальных полей.

Аккумуляция материала в русле носит фрагментарный характер, доминирует на участках: (1) активного поступления материала со склонов (временные плотины), (2) выполаживания продольного профиля в местах подпрудных водоемов и (3) выноса селевого материала. Наблюдается чередование участков аккумуляции и врезания русла с доминированием последних.

Возникновение двух подпрудных водоемов за последние 15 лет, а также находки прослоев тонкого песчаного материала в осадках низких террасовых уровней свидетельствуют о том, что для долины р. Гейзерной типично периодическое формирование подобных короткоживущих бассейнов в днище долины.

Условия накопления мелкопесчаных отложений на участках однорукавного русла и в пределах подпрудных водоемов различаются, что сказыва-

ется на соотношении ведущих минералов тяжелой фракции.

Обилие хорошо окатанного гравия и крупного песка, дряхлый облик окатанных зерен свидетельствуют о том, что наряду с активным поступлением склонового и селевого материала р. Гейзерная размывает древние флювиальные осадки. Скорее всего это отложения докальдерного этапа развития территории. Собранные данные позволяют провести последующий анализ более древних аккумулятивных толщ в бассейне реки и наметить основные этапы его эволюции. Однако и на этом этапе исследований очевидно, что несмотря на значительные объемы поступающего со склонов материала, река успевает его перерабатывать и продолжает врезаться.

Рассмотренный пример долины р. Гейзерной позволяет понять, под воздействием каких процессов идет формирование долин территорий развития гидротермальных процессов в целом. В частности, мы можем заключить, что активное проявление гравитационных процессов на склонах долин подобных зон является важным фактором их развития и во многом обуславливает морфологию их бортов и днища, а также наряду с гидротермальными процессами влияет на характер аллювия.

БЛАГОДАРНОСТИ

Методики исследований разрабатывались в рамках темы государственных заданий Института географии РАН – АААА-А19-119021990091-4 (FMGE-2019-0005), а также географического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова – № 121051100167-1. Полевые и аналитические работы проведены за счет гранта Российского научного фонда № 21-17-00216, <https://rscf.ru/project/21-17-00216/>. Авторы глубоко признательны Э.Г. Ананьевой за всестороннюю помощь и консультации при проведении исследований, А.В. Григорьевой за выполнение аналитических работ, участникам полевых исследований 2021 г. А.Л. Гуринову, А.А. Медведеву и А.С. Цыпленкову, а также сотрудникам Кроноцкого заповедника за помощь и поддержку.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Атлас долины реки Гейзерной в Кроноцком заповеднике / А.В. Завадская. (2015). М.: КРАСАНД, 88 с.
- Атлас текстур и структур осадочных горных пород. Часть 1. Обломочные и глинистые породы / А.В. Хабаков. (1962). М.: Госгеолтехиздат, 578 с.
- Воробьевский И.Б., Дроздин В.А., Фролова Н.Л., Чижова В.П. (2010). Гидрологические и рекреационные последствия катастрофического селя в Долине гейзеров (Камчатка) // Вестник Моск. ун-та. Серия 5. География. № 2. С. 46–52.
- Геологическая карта. Лист N-57, масштаб 1 : 1 000 000, 3-е издание, 2011 [Электронный ресурс]. URL: https://vsegei.ru/ru/info/ggk_1000ns/ (дата обращения: 10.10.2022).
- Геологическая карта. Лист N-57-XXI, N-57-XXII, масштаб 1:200 000, 1-е издание, 1981 [Электронный ресурс]. URL: https://vsegei.ru/ru/info/pub_ggk200-1/ (дата обращения: 10.10.2022).
- Двигало В.Н., Мелекесцев И.В. (2009). Геолого-геоморфологические последствия катастрофических обвалов и обваловно-оползневых процессов в Камчатской Долине Гейзеров (по данным аэрофотограмметрии) // Вулканология и сейсмология. № 5. С. 24–37.
- Двигало В.Н., Свирид И.Ю., Шевченко А.В., Жарков Р.В. (2014). Мониторинг и прогноз селевых процессов в камчатской Долине гейзеров на основе фотограмметрических исследований // Селевые потоки: катастрофы, риск, прогноз, защита: материалы III Международной конференции, Южно-Сахалинск, 22–26 сентября 2014 г. Южно-Сахалинск: Сахалинский филиал Дальневосточного геологического института ДВО РАН, С. 105–108.
- Егорова И.А. (1993). Возраст и палеогеографические условия формирования вулканогенно-осадочных отложений Узон-Гейзерной кальдерной депрессии на Камчатке (по результатам палинологических исследований) // Вулканология и сейсмология. № 2. С. 27–43.
- Зеркаль О.В., Гвоздева И.П., Фролова Ю.В. (2019). Развитие оползневых процессов в долине р. Гейзерной // Геодинамические процессы и природные катастрофы: тезисы докладов III Всероссийской научной конференции с международным участием, г. Южно-Сахалинск, 27–31 мая 2019 г. Южно-Сахалинск: Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, С. 138.
- Краевая Т.С., Брайцева О.А., Шеймович В.С. и др. (1979). Отложения четвертичных кальдер Камчатки // Вулканология и сейсмология. № 4. С. 3–11.
- Кременецкая Т.Н. (1977). Речные, лагунные, озерные отложения в вулканических районах (Камчатка) // Труды ГИН АН СССР. Вып. 299. 100 с.
- Лебедева Е.В. (2018). Цепочки катастрофических геоморфологических процессов в речных долинах вулканических регионов // Геоморфология. № 4. С. 36–52. <https://doi.org/10.7868/S0435428118040041>
- Лебедева Е.В. (2019). Виды воздействия вулканической деятельности на флювиальный рельеф // Геоморфология. № 4. С. 49–66. <https://doi.org/10.31857/S0435-42812019449-66>
- Лебедева Е.В., Жарков Р.В. (2022). Аккумулятивные формы рельефа в долинах с газогидротермальными проявлениями (на примере водотоков ряда вулканических массивов Курило-Камчатского региона) // Геоморфология. № 1. С. 81–100. <https://doi.org/10.31857/S0435428122010096>
- Лебедева Е.В., Сугробов В.М., Чижова В.П., Завадская А.В. (2020). Долина р. Гейзерной (Камчатка): гидротермальная деятельность и особенности рельефообразования // Геоморфология. № 2. С. 60–73. <https://doi.org/10.31857/S0435428120020066>

- Леонов А.В. (2017). Каталог гейзеров Кроноцкого заповедника. Долина гейзеров и кальдера вулкана Узон: история и современность. М.: Изд-во ООО "Реарт", 384 с.
- Леонов В.Л. (2007). Геологические предпосылки и возможность прогноза оползня, произошедшего 3 июня 2007 г. в Долине гейзеров, Камчатка // Проблемы комплексного геофизического мониторинга Дальнего Востока России. Первая региональная научно-техническая конференция. Петропавловск-Камчатский: Камчатский филиал геофизической службы РАН, С. 19–27.
- Леонов В.Л. (2014). Обвал и оползень, произошедшие 4 января 2014 г. в Долине Гейзеров, Камчатка, и их последствия // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. Вып. 23. № 1. С. 7–20.
- Леонов В.Л., Гриб Е.Н., Карнов Г.А. и др. (1991). Кальдера Узон и Долина Гейзеров // Действующие вулканы Камчатки. Т. II. М.: Наука, С. 94–141.
- Пинегина Т.К., Делемень И.Ф., Дроздин В.А. и др. (2008). Камчатская Долина гейзеров после катастрофы 3 июня 2007 г. // Вестник ДВО РАН. № 1. С. 33–44.
- Сугробов В.М., Сугрובה Н.Г., Дроздин В.А. и др. (2009). Жемчужина Камчатки – Долина Гейзеров. Научно-популярный очерк, путеводитель. Петропавловск-Камчатский: Камчатпресс, 108 с.
- Устинова Т.И. (1955). Камчатские гейзеры. М.: Географиз, 120 с.
- Фролова Ю.В., Зеркаль О.В., Гвоздева И.П. (2019). Влияние гидротермальных преобразований на физико-механические свойства туфогенных пород Долины гейзеров и их роль в формировании оползней // Геодинамические процессы и природные катастрофы: тезисы докладов III Всероссийской научной конференции с международным участием, г. Южно-Сахалинск, 27–31 мая 2019 г. Южно-Сахалинск: Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, С. 186.
- Шевченко А.В., Двигало В.Н., Свирид И.Ю. (2018). Дистанционные исследования геоморфологических процессов на вулканических объектах Камчатки // XXXVI Пленум ГК РАН: Всероссийская научно-практическая конференция с международным участием "Геоморфология – наука XXI века". Барнаул: Изд-во АГУ, С. 403–410.

GEYSERNAYA RIVER ALLUVIUM (KAMCHATKA): COMPOSITION AND FEATURES OF FORMATION²

E. V. Lebedeva^{a,*}, A. L. Zakharov^{a,##}, and D. V. Mikhalev^{a,b,###}

^a Institute of Geography RAS, Moscow, Russia

^b Lomonosov Moscow State University, Faculty of Geography, Moscow, Russia

*E-mail: Ekaterina.lebedeva@gmail.com

##E-mail: zaanleo@gmail.com

###E-mail: mikhalev.dmitry@gmail.com

A comprehensive compositional analysis of the alluvium from the river with active gas-hydrothermal manifestations was carried out for the first time. Geysernaya river alluvium is characterized by: poor roundness of boulders and pebbles (grades 1–2), poorly sorted fine-clastic component, abundance of rock fragments and intergrown minerals even in the fine sand fraction. All these indicate the sediment weak disintegration with significant amount of slope material in it, including redeposited by mudflows. The high content of smectite-zeolite and other newly formed (secondary) minerals aggregates (up to 70% of the light fraction 0.1–0.25 mm in size) and altered rock fragments (up to 70–80% in the pebble fraction of alluvium) indicate that a gas-hydrothermal activity significantly impact the bedrock and alluvium weathering within the thermal fields. The material accumulates predominant in the areas of: (1) active delivery of slope material (temporary dams), (2) the longitudinal profile flattening in dammed reservoirs, and (3) mudflow material removal. Formation of two dammed reservoirs over the past 15 years, as well as layers of fine sand found in the low terrace's sediments, indicate that such short-lived basins form periodically in the Geysernaya river valley. The conditions of the fine sand deposition in sections of a single-branch channel and within dammed reservoirs are differ, which affects the heavy fraction leading minerals ratio. The well-rounded gravel and abundance of coarse sand, and their decrepit appearance indicates that, along with the processing of incoming slope and mudflow material large volumes the Geysernaya river continues to cut in and erodes the ancient fluvial sediments.

Keywords: mineralogical analysis, grain morphoscopy, secondary (newly formed) minerals, accumulation, weathering, gas-hydrothermal manifestations

² Lebedeva E.V., Zakharov A.L., Mikhalev D.V. (2023). Geysernaya River alluvium (Kamchatka): composition and features of formation. *Geomorfologiya i Paleogeografiya*. Vol. 54. No. 2. P. 36–50 (in Russian). <https://doi.org/10.31857/S2949178923020056>; <https://elibrary.ru/ECGHJU>

ACKNOWLEDGEMENTS

Research methods were developed within the framework of the topic of state assignments of the Institute of Geography of the Russian Academy of Sciences – AAAA-A19-119021990091-4 (FMGE-2019-0005), as well as the Faculty of Geography of Moscow State University by M.V. Lomonosov – No. 121051100167-1. Field and analytical works were carried out with the support of the Russian Science Foundation grant No. 21-17-00216, <https://rscf.ru/project/21-17-00216/>. The authors are deeply grateful to E.G. Ananyeva for her comprehensive assistance and advices during the research, to A.V. Grigoryeva for performing analytical work, to 2021 field research participants A.L. Gurinov, A.A. Medvedev and A.S. Tsyplov, as well as the staff of the Kronotsky Reserve for their help and support.

REFERENCES

- Dvigalo V.N., Melekestsev I.V. (2009). The geological and geomorphic impact of catastrophic landslides in the Geyser Valley of Kamchatka: Aerial photogrammetry-Geological and geomorphological consequences of catastrophic rockfall and rockfall – landslides processes in the Kamchatka Valley of Geysers (according to aerial photogrammetry). *Vulkanologiya i seismologiya (Volcanology and Seismology)*. No. 5. P. 24–37. <https://doi.org/10.1134/S0742046309050029> (in Russ.)
- Dvigalo V.N., Svirid I.Yu., Shevchenko A.V., Zharkov R.V. (2014). Monitoring and forecasting of mudflow processes in the Kamchatka Valley of Geysers based on photogrammetric studies. *Selevye potoki: katastrofy, risk, prognoz, zashchita: materialy III Mezhdunarodnoi konferentsii, Yuzhno-Sakhalinsk, 22–26 sentyabrya 2014 g.* (Mudflows: disasters, risk, forecast, protection: Materials III Int. conf.). Yuzhno-Sakhalinsk: Sakhalinskiy filial Dal'nevostochnogo geologicheskogo instituta DVO RAN (Sahal. Phil. Far East. Geol. Institute of FEB RAS) (Publ.), P. 105–108. (in Russ.)
- Egorova I.A. (1993). Age and paleogeography of formation of volcano-sedimentary deposits in the Uzon-Geyser-naya caldera depression, Kamchatka (according to palynological data). *Vulkanologiya i seismologiya (Volcanology and Seismology)*. No. 2. P. 27–43. (in Russ.)
- Frolova Yu.V., Zerkal' O.V., Gvozdeva I.P. (2019). The influence of hydrothermal transformations on the physico-mechanical properties of tuffogenic rocks of the Valley of Geysers and their role in the formation of landslides. *Geodinamicheskie protsessy i prirodnye katastrofy: tezisy dokladov III Vserossiiskoi nauchnoi konferentsii s mezhdunarodnym uchastiem*. Yuzhno-Sakhalinsk: Institut morskoi geologii i geofiziki DVO RAN (Publ.), P. 186. (in Russ.)
- Geologicheskaya karta* (Geological map). Sheet N-57, scale 1 : 1,000,000, 3rd edition, 2011 [Electronic resource data]. Access way URL: https://vsegei.ru/ru/info/ggk_1000ns/ (date of access: 10.10.2022).
- Geologicheskaya karta* (Geological map). Sheet N-57-XXI, N-57-XXII, scale 1 : 200,000, 1st edition, 1981. [Electronic resource data]. Access way URL: https://vsegei.ru/ru/info/pub_ggk200-1/ (date of access: 10.10.2022).
- Khabakov A.V. (Ed.). (1962). *Atlas tekstur i struktur osadochnykh gornykh porod. Chast' 1. Oblomochnye i glinistyye porody* (Atlas of Textures and Structures of Sedimentary Rocks. Part 1. Clastic and clayey rocks.). Moscow: Gosgeoltekhizdat (Publ.), Part 1. Clastic and clayey rocks. 578 p. (in Russ.)
- Kraevaya T.S., Braitseva O.A., Sheimovich V.C. et al. (1979). Deposits of the Quaternary calderas of Kamchatka. *Vulkanologiya i seismologiya (Volcanology and Seismology)*. No. 4. P. 3–11. (in Russ.)
- Kremenetskaya T.N. (1977). *Rechnye, lagunnye, ozernye otlozheniya vulkanicheskikh regionov (Kamchatka)*. (Fluvial, lagoonal, lacustrine deposits of volcanic regions (Kamchatka)). Moscow: Nauka (Publ.), Vol. 299. 100 p. (in Russ.)
- Lebedeva E.V. (2018). Sequences of catastrophic geomorphic processes in the river valleys of volcanic regions. *Geomorfologiya*. No. 4. P. 36–52. (in Russ.). <https://doi.org/10.7868/S0435428118040041>
- Lebedeva E.V. (2019). Kinds of impacts of volcanic and post volcanic activity on fluvial relief. *Geomorfologiya*. No. 4. P. 49–66. (in Russ.). <https://doi.org/10.31857/S0435-42812019449-66>
- Lebedeva E.V., Sugrobov V.M., Chizhova V.P., Zavadskaya A.V. (2020). The valley of the river Geyser-naya (Kamchatka): hydrothermal activity and features of relief forming. *Geomorfologiya*. No. 2. P. 60–73. (in Russ.). <https://doi.org/10.31857/S0435428120020066>
- Lebedeva E.V., Zharkov R.V. (2022). Accumulative landforms in valleys with gas-hydrothermal manifestations (the Kuril-Kamchatka region as an example). *Geomorfologiya*. Vol. 53. No. 1. P. 81–100. (in Russ.). <https://doi.org/10.31857/S0435428122010096> (in Russ.)
- Leonov V.L. (2007). Geological preconditions and the possibility of forecasting a landslide that took place on 3 June 2007 in the Valley of Geysers, Kamchatka. *Problemy kompleksnogo geofizicheskogo monitoringa Dal'nego Vostoka Rossii. Pervaya regional'naya nauchno-tehnicheskaya konferentsiya*. Petropavlovsk-Kamchatskiy: Kamchatskii filial geofizicheskoi sluzhby RAN (Publ.), P. 19–27. (in Russ.)
- Leonov V.L. (2014). The collapse and landslide that occurred on January 4, 2014 in the Valley of Geysers, Kamchatka, and their consequences. *Vestnik KRAUNTS. Nauki o Zemle*. No. 1. Vol. 23. P. 7–20. (in Russ.)
- Leonov A.V. (2017). *Katalog geizerov Kronotskogo zapovednika. Dolina geizerov i kal'dera vulkana Uzon: istoriya i sovremennost'* (Catalog of geysers in the Kronotsky Reserve. Valley of Geysers and Uzon Volcano Caldera: Past and Present). M.: OOO Reart (Publ.), 384 p. (in Russ.)
- Leonov V.L., Grib E.N., Karpov G.A. et al. (1991). Caldera Uzon and the Valley of Geysers. *Deistviyushchie vulkany Kamchatki* (Active volcanoes of Kamchatka). Iss. II. Moscow: Nauka (Publ.), P. 94–141 (in Russ.)
- Pinegina T.K., Delemen' I.F., Droznin V.A. et al. (2008). Kamchatka Valley of Geysers after the catastrophe on 3 June 2007. *Vestnik DVO RAN*. No. 1. P. 33–44. (in Russ.)

- Shevchenko A.V., Dvigalo V.N., Svirid I.Yu. (2018). Remote Studies of Geomorphological Processes at Volcanic Objects of Kamchatka. *XXXVI Plenum GK RAN: Vserossiiskaya nauchno-prakticheskaya konferentsiya s mezhdunarodnym uchastiem "Geomorfologiya – nauka XXI veka"*. Barnaul: ASU Publishing House, P. 403–410. (in Russ.)
- Sugrobov V.M., Sugrobova N.G., Droznin V.A. et al. (2009). *Zhemchuzhina Kamchatki – Dolina Geizerov. Nauchno-populyarnyi ocherk, putevoditel'* (The Pearl of Kamchatka is the Valley of Geysers. Popular science essay, guide). Petropavlovsk-Kamchatsky: Kamchatpress (Publ.), 108 p. (in Russ.)
- Ustinova T.I. (1955). *Kamchatskie geizery* (Kamchatka geysers). Moscow: Geografiz (Publ.), 120 p. (in Russ.)
- Vorob'evsky I.B., Droznin V.A., Frolova N.L., Chizhova V.P. (2010). Hydrological and recreational consequences of catastrophic mudflow in the Valley of Geysers (Kamchatka). *Vestnik Moskovskogo universiteta. Seriya 5. Geografiya* (Bulletin of Moscow Univ. Series 5. Geography). No. 2. P. 46–52 (in Russ.)
- Zavadskaya A.V. (Ed.). (2015). *Atlas doliny reki Geizernoi v Kronotskom zapovednike* (Atlas of the valley of the River Geysernaya in Kronotsky Reserve). M.: KRASAND (Publ.), 88 p. (in Russ.)
- Zerkal' O.V., Gvozdeva I.P., Frolova Yu.V. (2019). The development of landslide processes in the valley of the river Geysernaya. *Geodinamicheskie protsessy i prirodnye katastrofy: tezisy dokladov III Vserossiiskoi nauchnoi konferentsii s mezhdunarodnym uchastiem, g. Yuzhno-Sakhalinsk, 27–31 maya 2019 g.* Yuzhno-Sakhalinsk: Institut morskoi geologii i geofiziki DVO RAN (Publ.), P. 138. (in Russ.)

ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ РЕЛЬЕФА, ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ

УДК 551.435.3:551.89 (470.316)

КОЛЕБАНИЯ УРОВНЯ ОЗЕРА НЕРО В ГОЛОЦЕНЕ[#]

© 2023 г. Е. А. Константинов^{1,*}, Н. В. Карпухина¹, А. Л. Захаров¹, С. С. Бричёва^{1,2},
В. Ю. Украинцев¹, Л. И. Лазукова¹, А. И. Рудинская¹

¹Институт географии РАН, Москва, Россия

²Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, Москва, Россия

*E-mail: eakonst@igras.ru

Поступила в редакцию 25.03.2021 г.

После доработки 01.11.2022 г.

Принята к публикации 22.12.2022 г.

Палеогидрологическая обстановка в Ростовской низине (Ярославская область) является предметом многолетних дискуссий. Представления о голоценовых колебаниях уровня озера Неро существенно расходятся у разных авторов. Нами исследовано строение донных отложений и рельефа дна в наиболее глубокой северо-восточной части акватории озера. Проведена батиметрическая съемка. Выполнены бурение с отбором ненарушенных колонок, георадарное профилирование, радиоуглеродное датирование и комплекс литологических анализов. Стратиграфические несогласия в строении донных отложений указывают на падение уровня озера в позднеледниковье и раннем голоцене. Глубина падения достигала отметки 87 м абс., что на 7 м ниже современного уровня воды в озере. Размеры озера на этом этапе сокращались в несколько раз. С 9.0 до 6.5 тыс. л. н. установлен трансгрессивный этап: средний многолетний уровень озера мог подниматься до 91–94 м абс., что близко к современному показателю. В интервале от 6.5 до 2.4 тыс. л. н. фиксируется снижение уровня на 1–3 м ниже современного. Затем начинается постепенный рост уровня вплоть до достижения современных значений 300–500 л. н. Основным фактором колебания уровня озера Неро в голоцене – изменение высоты порога стока, вызванное вертикальными деформациями речных русел Устья, Которосли и Вексы. Эти деформации были связаны как с региональными изменениями флювиальной активности, так и с процессами саморазвития русловых систем.

Ключевые слова: палеолимнология, георадиолокация, озерные отложения, фациальный анализ, перерывы в осадконакоплении, флювиальные процессы

DOI: 10.31857/S2949178923020044, **EDN:** ECGAPL

ВВЕДЕНИЕ

Неро – мелководное озеро, расположенное в пределах Ростовской низины приблизительно в 180 км к северо-востоку от Москвы. Этот гидрологический объект уже более столетия притягивает к себе внимание геологов и палеогеографов, изучающих четвертичный период (Бикбулатов и др., 2003). Причин такого интереса несколько. Во-первых, большая, более 70 м (Судакова и др., 1984), мощность озерных отложений позднего плейстоцена и голоцена делает этот объект привлекательным в качестве подробного архива палеогеографической информации. Во-вторых, наличие хорошо выраженного комплекса террас на бортах Ростовской низины открывает возможность реконструировать уровни древних озерных

бассейнов, которые могли иметь приледниковую природу. В-третьих, на побережье озера Неро в Ростовской котловине известно большое число археологических памятников широкого хронологического диапазона – от неолита до средневековья (Александровский и др., 2011).

Несмотря на длительную историю исследований, до сих пор остается немало спорных вопросов, касающихся амплитуды и хронологии колебаний уровня озера Неро в прошлом, а также причин этих колебаний. Так, высокие террасы на бортах Ростовской низины рассматривались Д.Д. Квасовым (1975) как поздневалдайские (МИС 2). По его представлениям уровень озера Неро в конце позднего плейстоцена поднимался до отметки 145 м абс., а само озеро имело связь с системой приледниковых водоемов. По представлениям же В.С. Гуновой (1975) уровень озера Неро в позднем валдае не превышал 110 м абс., а более высокие террасы она относил к позднемосковскому (МИС 6) времени.

[#] Ссылка для цитирования: Константинов Е.А., Карпухина Н.В., Захаров А.Л. и др. (2023). Колебания уровня озера Неро в голоцене // Геоморфология и палеогеография. Т. 54. № 2. С. 51–60. <https://doi.org/10.31857/S2949178923020044>; <https://elibrary.ru/ECGAPL>

Голоценовая история озера Неро не менее дискуссионная. Так, по данным А.Л. Александровского (2011), В.С. Гуновой и О.Н. Лефлат (1997) в конце позднеледникового и раннем голоцене уровень озера мог превышать современный. Однако результаты Б. Вольфарта (Wohlfarth et al., 2006), напротив, говорят о регрессивном уровне озера в начале голоцена. Ю.А. Лаврушин и соавт. (2016) реконструируют существенный подъем уровня воды в системе Неро-Которосль-Тимирево с образованием единого водоема во время средневекового климатического оптимума. В других исследованиях такая крупная средневековая трансгрессия не регистрируется. При этом в объяснении причин колебания уровня наблюдается единодушие. Все вышеперечисленные исследователи связывают изменения уровня озера со степенью увлажненности климата: более аридные этапы, согласно принятым представлениям, соответствуют низкому уровню, а более гумидные — высокому.

Анализ литературы показал, что значительная часть противоречий в области гидрологической истории озера Неро сложились из-за ряда обстоятельств: низкой обеспеченности кернов озерных отложений прямыми датировками, неполноты геологической летописи в большинстве кернов, отсутствия надежной батиметрической модели, недооценки роли флювиальных процессов в истории озера.

В данной работе выполнена попытка частично восполнить указанные пробелы и получить более достоверную модель истории озера в интервале последних 15 тыс. л. Предлагаемая реконструкция колебаний уровня озера Неро опирается, главным образом, на комплекс новых данных по строению, составу и возрасту донных отложений, вскрытых скважинами на профиле Ростов-Угодичи. Вместе с тем для реконструкции палеоуровней были привлечены ранее опубликованные материалы по археологии озерных террас, а также хроно-, лито- и биостратиграфии донных отложений.

МЕТОДЫ

В феврале 2020 г. в северо-восточной части акватории озера выполнены промеры глубин со льда ручным лотом. Высота уровня воды в озере, относительно которой проводились промеры, была измерена ГНСС ровером EFT M4 в режиме RTK. Уровень воды составил 94.2 м (по геоиду EGM08). В общей сложности глубины были измерены в 180 точках, покрытая площадь составила 14.7 км². Батиметрическая карта (рис. 1) по результатам промеров составлена в программе Arcmap 10.3. методом интерполяции с помощью инструмента “кригинг” (сферическая модель, ординарный метод).

С помощью поршневого бура Ливингстона со льда пробурено 9 скважин по линии профиля Ростов-Угодичи (рис. 1). Вдоль бурового профиля проведено профилирование георадаром “Зонд 12e” с антенной 300 МГц и георадаром “Python3” с антенной 100 МГц. Для образцов из двух кернов (NER-3 и NER-5) выполнен комплекс лабораторных исследований в Лаборатории палеоархивов природной среды Института географии РАН: потери при прокаливании (ППП) в двух температурных режимах (550 и 950°C), магнитная восприимчивость, гранулометрический анализ. Гранулометрический анализ выполнялся лазерно-дифрактометрическим методом на анализаторе Malvern Mastersizer 3000. Пробоподготовка включала в себя растворение карбонатов 10% HCl и органического вещества 30% H₂O₂, а также обработку материала ультразвуком. Содержание CaCO₃ (карбонатность) рассчитывалось на основе результатов PPP по методике (Dean, 1974). Из образцов керна NER-5 получено шесть радиоуглеродных дат методом ускорительной масс-спектрометрии (AMS) и одна дата жидкостно-сцинтилляционным (LSC) методом (табл. 1). AMS датирование выполнено в лаборатории радиоуглеродного датирования и электронной микроскопии ИГ РАН совместно с Центром изотопных исследований Университета Джорджии (США). LSC дата получена в Институте наук о Земле СПбГУ. Модели роста осадка (возрастные модели) для кернов NER-5 и W-2006 (по датам из работы Wohlfarth et al., 2006) построены на основе радиоуглеродных датировок байесовским методом в пакете Bacon v.2.4.0. среды R (Blaauw, Christen, 2011). Калибровка радиоуглеродных дат выполнена в приложении OxCal 4.4 с использованием калибровочной кривой IntCal20 (Reimer et al., 2020).

РЕЗУЛЬТАТЫ

Распределение глубин, показанное на батиметрической карте (рис. 1), позволяет существенно детализировать представления о донном рельефе северо-восточной части акватории озера Неро. Так, установлено, что участки повышенных глубин имеют форму пологих и протяженных ложбин. Крупнейшая ложбина протягивается в северо-восточном направлении от центра озера до сужения озера вблизи истока Вексы. Ширина ложбины изменяется от 400 до 800 м, длина достигает 2.5–3.0 км. Максимальные глубины (3.8 м) наблюдаются на линии между Ростовским Кремлем и с. Угодичи — в районе скважины NER-5. Поперечный профиль ложбины корытообразный с очень пологими бортами. Продольный профиль — волнистый, с заметным углублением в центральной части. В направлении истока Вексы ложбина постепенно выполаживается и теряет выражен-

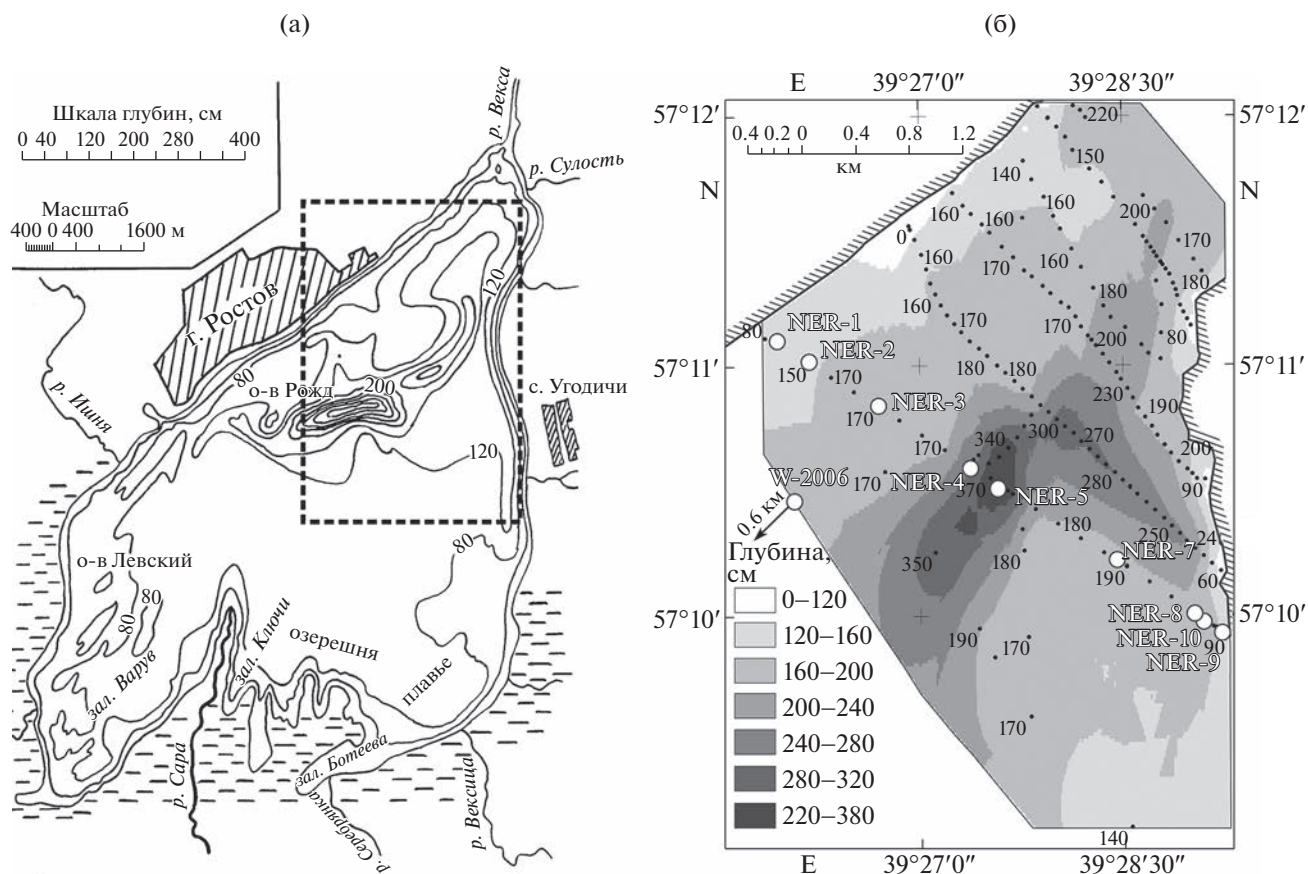


Рис. 1. Распределение глубин в озере Неро: (а) – батиметрическая схема (по Барышевой, 1953); (б) – батиметрическая карта северо-восточной части акватории, составленная по результатам промеров зимой 2020 г. Обозначения на рисунке (б): черные точки – участки измерения глубин; белые круги – буровые скважины, скважины с индексом NER – авторские результаты, скважина W-2006 – из работы Wohlfarth et al., 2006.

Fig. 1. Depth distribution in Lake Nero: (a) – bathymetric scheme (according to Barysheva, 1953); (b) – bathymetric map of the northeastern part of the water area, compiled based on the results of measurements in the winter of 2020. Designation in the figure (b): black dots – depth measurement points; white circles are boreholes, wells with NER index are author's results, well W-2006 is from Wohlfarth et al., 2006.

ность в донном рельефе. От берега у северного края села Угодичи растет вторая ложбина, расширяясь и углубляясь в северо-западном направлении. Она сливается с главной ложбиной в осевой части озера. Вне ложбин дно озера представлено однородным мелководьем с глубинами 1.2–1.8 м. Подводные береговые склоны, как правило, очень пологие.

Результаты бурения показали, что верхняя часть осадка (слой 1 – см. нумерацию слоев в легенде к рис. 2) представлена слабоконсолидированным органо-минеральным илом мощностью до 1.0 м. Наличие этого слоя не всегда позволяет однозначно определить границу между водой и дном из-за плавного перехода к плотному осадку. Это, вероятно, служило одной из причин слабого отраженного сигнала георадара на границе раздела воды и осадка (рис. 3). На снижение качества георадарного профиля, полученного с антенной 100 МГц (рис. 3), также повлияли помехи, связанные с многократным переотражением внутри льда.

Ниже залегает оформленный темно-серый органо-минеральный ил (слой 2) мощностью 0.5–2.5 м. Причем в глубокой части осевой ложбины мощность этого слоя минимальная. Содержание органического вещества в этом слое по данным ППП колеблется в пределах от 18 до 45%, а карбонатов – от 6 до 30%. В механическом составе силикатной части осадка доминирует фракция алеврита (5–50 мкм) – от 62 до 76%. Содержание песка (50–1000 мкм) изменяется в пределах от 8 до 23%, содержание глины (<5 мкм) – от 10 до 16%. Магнитная восприимчивость характеризуется крайне низкими значениями – около $0.01 \cdot 10^{-3}$ СИ. Возраст формирования слоя 2, согласно возрастным моделям, лежит в интервале от 6.5 до 0.5 кал. тыс. л. н. Органо-минеральный ил практически повсеместно, за исключением прибрежных мелководных участков, подстилается более плотным светло-оливковым терригенно-карбонатным илом (слой 3). В береговой зоне ма-

Таблица 1. Результаты радиоуглеродного датирования образцов из керна NER-5
Table 1. Results of radiocarbon dating of samples from core NER-5

Лаб. номер	Керн	Глубина, м	Материал, датирующая фракция	Метод	^{14}C дата, л. н.	Кал. возраст, л. н. (среднее $\pm$ 1 сигма)
IGAN 8253	NER-5	0.75	Органо-минеральный ил, общий орг. углерод	AMS	4855 ± 20	5580 ± 30
LU-9517	NER-5	0.85–1.0	Органо-минеральный ил, общий орг. углерод	LSC	5640 ± 190	6460 ± 220
IGAN 8254	NER-5	2.35	Терригенно-карбонатный ил с примесью орг. в-ва, общий орг. углерод	AMS	6430 ± 25	7360 ± 40
IGAN 8255	NER-5	3.75	Терригенно-карбонатный ил с примесью орг. в-ва, общий орг. углерод	AMS	7300 ± 25	8100 ± 40
IGAN 6783	NER-5	5.38	Терригенно-карбонатный ил с примесью орг. в-ва, общий орг. углерод	AMS	8215 ± 25	9180 ± 60
IGAN 6784	NER-5	7.18	Терригенно-карбонатный ил, общий орг. углерод	AMS	9190 ± 30	10340 ± 60
IGAN 6785	NER-5	8.6	Терригенно-карбонатный ил, общий орг. углерод	AMS	9900 ± 30	11290 ± 40

ломощный слой 2 часто подстилается опесчаненной гиттией.

Контакт между слоями 2 и 3 обычно резкий, что указывает на размыв, который подтверждается датировками (рис. 2). Так, согласно возрастной модели, в керне W-2006 (Wohlfarth et al., 2006) на уровне 90.7 м абс. имеет место перерыв в осадконакоплении в интервале от 3.7 до 2.4 кал. тыс. л. н. Перерыв в керне NER-3, зафиксированный на уровне 89.6 м абс., на основе корреляционных оценок имеет размах от 6.3 до 5.2 кал. тыс. л. н.

На радарограммах граница между слоями 2 и 3 читается очень плохо, что иллюстрируется неполным совпадением интерпретации волновой картины с результатами бурения (рис. 3). Вероятных причин этому несколько. Во-первых, происходит частичное затухание сигнала при прохождении через мощный (до 0.5 м) слоистый лед. Во-вторых, имеет место плавный, градиентный переход между слоями 1 и 2 — от слабоконсолидированного осадка к более плотному органо-минеральному илу, что рассеивает значительную часть энергии волны. В-третьих, вода озера Неро обладает относительно высокой минерализацией. По литературным данным известно, что среднегодовая минерализация озера Неро составляет 240 мг/л, а в конце зимы этот показатель может превышать 600 мг/л (Бикбулатов и др., 2006). Высокие значения электропроводности, вызванные минерализацией — причина поглощения энергии электромагнитных волн, что, в свою очередь не позволяет рассчитывать на большую глубинность исследо-

вания и ограничивает возможность выделения границ на глубинах свыше 2 м.

Слой 3 характеризуется высоким содержанием карбонатов (61–77%) и примесью органического вещества до 15%. Мощность слоя 3 изменяется от 2.0 на участках фоновых глубин до 4.4 м в днище ложбины (NER-5). Возраст формирования слоя 3 по наиболее полному керне NER-5 оценивается в границах от 9.2 до 6.5 кал. тыс. л. н. В слое 3 наблюдается высокое содержание песка, особенно в керне NER-5 — от 10 до 45%. При этом содержание глины изменяется от 5 до 37%. Прослой с высоким содержанием глины внутри слоя 3 хорошо читается в кернах NER-3 и NER-5. В совокупности с характерной формой кривых вариаций магнитной восприимчивости и ППП можно рассматривать этот глинистый прослой как маркирующий горизонт. Он читается также и в керне W-2006. Согласно возрастной модели по керну NER-5 время формирования этого маркера оценивается в 7.2–7.5 кал. тыс. л. н. Тонкий состав осадка дает основания предполагать спокойные, относительно глубоководные и удаленные от берегов и устьев рек условия осадконакопления. Переход к нижележащему слою 4 в керне NER-5 постепенный. В керне NER-3 на контакте слоев 3 и 4 имеются признаки размыва. В керне W-2006 (Wohlfarth et al., 2006) на уровне 88.7 м абс. наблюдается эрозионный контакт слоя 3 с подстилающей песчанистой гиттией слоя 5, а размах перерыва по данным возрастного моделирования составляет 13.0–7.8 кал. тыс. л. н.

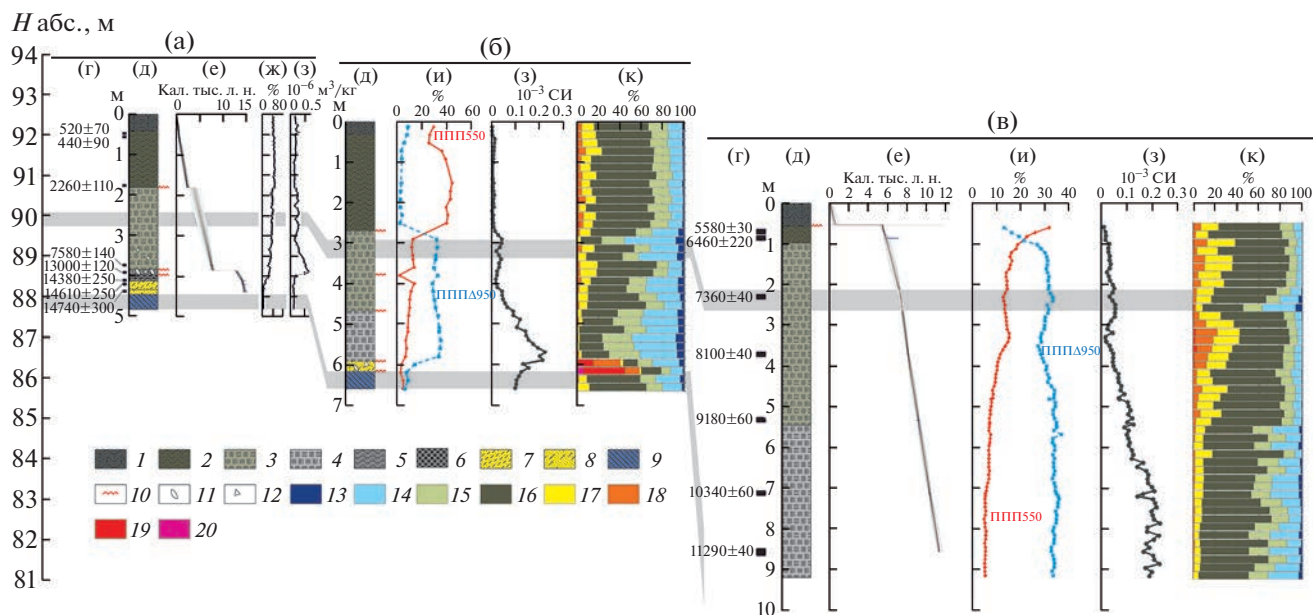


Рис. 2. Схема корреляции опорных колонок донных отложений. (а) – керн W-2006 (из работы Wohlfarth et al., 2006), (б) – керн NER-3, (в) – керн NER-5, (г) – калиброванные радиоуглеродные даты, (д) – литологические колонки, (е) – возрастные модели, (ж) – влажность, (з) – магнитная восприимчивость, (и) – потери при прокаливании, (к) – гранулометрический состав. Условные обозначения к колонкам. Озерный ил: 1 – слабоконсолидированный, 2 – органо-минеральный, 3 – терригенно-карбонатный с примесью органического вещества, 4 – терригенно-карбонатный, 5 – песчанистый органо-минеральный (песчанистая гиттия); 6 – торфянистая гиттия; 7 – супесь с примесью органики; 8 – супесь; 9 – плотные серые суглинки; 10 – эрозионный контакт; 11 – раковины моллюсков; 12 – ракушечный детрит. Гранулометрические фракции, мкм: 13 – <1, 14 – 1–5, 15 – 5–10, 16 – 10–50, 17 – 50–100, 18 – 100–250, 19 – 250–500, 20 – 500–1000.

Fig. 2. Correlation scheme of reference cores of bottom sediments. (a) – core W-2006 (from Wohlfarth et al., 2006), (б) – core NER-3, (в) – core NER-5, (г) – calibrated radiocarbon dates, (д) – lithological columns, (е) – age models, (ж) – humidity, (з) – magnetic susceptibility, (и) – loss on ignition, (к) – particle size distribution. Legend for the cores. Silt: 1 – weakly consolidated, 2 – organic and mineral, 3 – terrigenous and carbonate lacustrine with an admixture of organic matter, 4 – terrigenous and carbonate lacustrine, 5 – sandy organic and mineral (sandy gyttia); 6 – peaty gyttia; 7 – sandy loam with an admixture of organic matter; 8 – sandy loam; 9 – dense gray loam; 10 – erosional contact; 11 – mollusk shells; 12 – shell detritus. Grain size classes, μm : 13 – <1, 14 – 1–5, 15 – 5–10, 16 – 10–50, 17 – 50–100, 18 – 100–250, 19 – 250–500, 20 – 500–1000.

Слой 4 представлен серым терригенно-карбонатным илом с очень высоким содержанием карбонатов (70–83%) и с низким содержанием органики (4–6%). Его мощность изменяется от 1.3 м в керне NER-3 до 3.7 м (видимых) в керне NER-5. В механическом составе силикатной части осадка содержание песка снижается до 3–10%, доля глины существенно возрастает – до 15–45%. Магнитная восприимчивость плавно нарастает вниз от кровли слоя – от 0.1 до $0.23 \cdot 10^{-3}$ СИ. В керне NER-3 в основании слоя 4 наблюдается эрозионный контакт с подстилающими супесями слоя 8. Возраст подошвы слоя 4 в этом керне оценивается на основе корреляции с керном NER-5 примерно в 10.0 кал. тыс. л. н.

На участках дна с фоновыми глубинами 1.2–1.8 м под терригенно-карбонатными илами повсеместно залегает маломощная (0.2–0.6 м) пачка супесей с ракушечным и растительным детритом, иногда с опесчаненной гиттией в кровле. Контакты у этой пачки (слои 5–8) с выше- и нижележа-

щими слоями резко эрозионные. На основании дат из керна W-2006 (Wohlfarth et al., 2006) можно заключить, что формирование этой пачки относится к интервалу 14.7–12.9 кал. тыс. л. н., что примерно соответствует интерстадиалу бelling-аллеред. Кровля пачки установлена в диапазоне высот от 85.7 (NER-2) до 88.7 (W-2006) м абс. Подстиляется пачка плотными серыми суглинками с низким содержанием карбонатов (14–20%) и органического вещества (3–5%).

Проведены обследования о-ва Рождественский, высота поверхности которого изменяется в интервале 94.2–94.5 м абс. В строении поверхностных отложений острова участвуют (на разных участках) низинные древесно-тростниково-осоковые торфа мощностью 20–100 см, пески и минеральные суглинки, проработанные голоценовым гидроморфным почвообразованием. Отложений, сходных с голоценовыми донными осадками озера Неро, обнаружено не было.

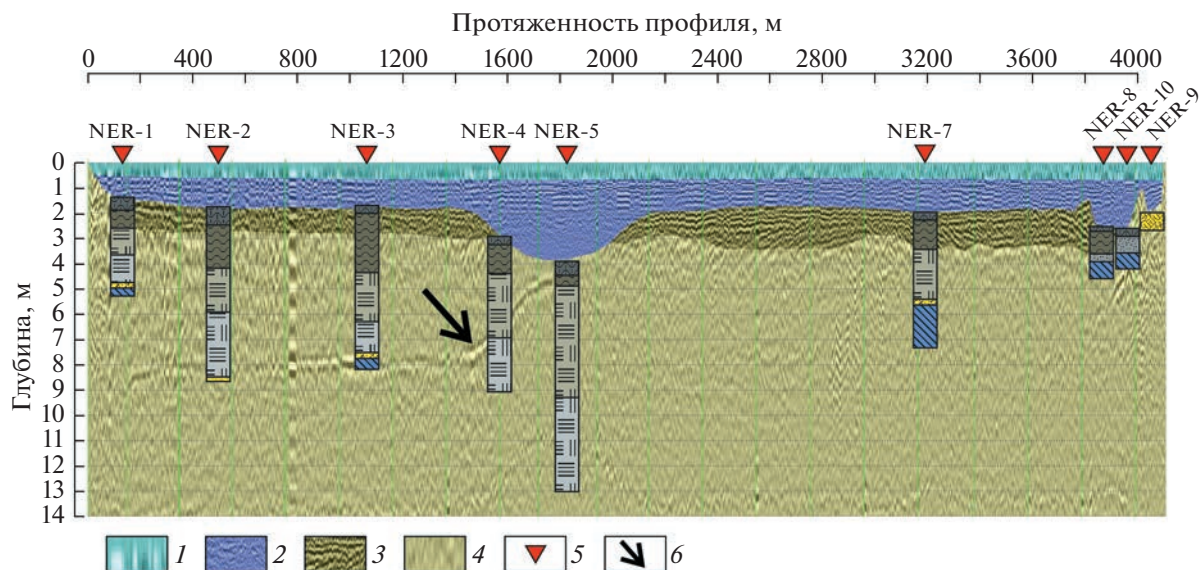


Рис. 3. Профиль Ростов–Угодичи. Георадиолокационный профиль 100 МГц и строение колонок донных отложений по результатам бурения. *Георадиолокационный разрез:* 1 – лед, 2 – вода, 3 – обводненные донные органические илы, 4 – обводненные суглинки, 5 – буровые скважины, 6 – искажения (облик горизонтальной помехи после трансформации времени в глубину). Усл. обозначения к буровым колонкам см. рис. 2.

Fig. 3. Rostov–Ugodichi profile. Georadar profile 100 MHz and the structure of bottom sediment cores based on drilling results. *Symbols for the GPR section:* 1 – ice, 2 – water, 3 – flooded bottom organic silts, 4 – flooded loams, 5 – boreholes, 6 – distortions (the appearance of horizontal interference after the transformation of time into depth). Symbols for drill cores see in the fig. 2.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Полученные результаты позволяют предложить корреляционную схему для трех опорных колонок (рис. 2) – W-2006 (Wohlfarth et al., 2006), NER-3 и NER-5. На схеме отчетливо видно, что строение отложений в днище ложбины принципиально отличается от строения отложений на участках со средними глубинами. В ложбине (NER-5) практически отсутствует верхний слой темно-серого органо-минерального ила. Эродированность верхней части донного осадка в ложбине читается также по радарограмме (рис. 3). Из корреляционной схемы (рис. 2) видно, что в среднем голоцене эта ложбина была существенно слабее выражена в донном рельефе. Вероятно, что современный рельеф ложбины во многом и обусловлен размывом кровли позднеголоценовых отложений. Природа этого размыва до конца не ясна. Мы предполагаем два возможных механизма: 1) результат добычи сапропеля в середине XX столетия (Смирнов, 1956); 2) позднеголоценовая эрозия, вызванная повышенными скоростями течений в осевой части озера. Ниже поверхности размыва на участке NER-5 залегает осадочная последовательность, которая отличается наибольшей мощностью, полнотой и сохранностью. Отсутствие перерывов подтверждается гладкой (без ступеней) возрастной моделью. В нижней части керна NER-5 нами обнаружены тонкие терригенно-карбонатные илы раннего голоцена, доказывающие существование озерного

водоема в наиболее глубокой части озерной ванны в самом начале голоцена.

Для оценки размаха потенциально возможных колебаний уровня озера было проанализировано высотное положение осадков озерного генезиса. Оценка верхнего предела среднего многолетнего уровня в голоцене (рис. 4) опиралась на результаты обследования о-ва Рождественский, где голоценовых озерных отложений в строении поверхностного чехла зафиксировано не было. Оценка минимального возможного уровня озера проводилась на основе компиляции данных о высотном положении и модельном возрасте озерных осадков по всем датированным кернам. Возраст и высотные отметки всех отложений озерного генезиса, взятые с дискретностью в 1 см, сформировали интегральную кривую роста поверхности дна, ниже которой уровень озера не мог опускаться за рассматриваемый период (рис. 4).

На участках озерного дна с фоновыми глубинами (1.2–1.8 м) в строении озерных отложений зарегистрированы стратиграфические несогласия. Для кернов NER-3 и W-2006 установлены следующие возрастные рубежи перерывов в осадконакоплении и абсолютные высоты эрозионных контактов: н. д. – 10.0 кал. тыс. л. н. (86.4 м абс.), 13.0–7.8 кал. тыс. л. н. (88.7 м абс.), 6.3–5.2 кал. тыс. л. н. (89.6 м абс.), 3.7–2.4 кал. тыс. л. н. (90.7 м абс.). Эти перерывы позволяют выявить этапы вероятного обмеления озера (рис. 4). При реконструкции этапов низкого уровня мы прибавляли 1 м к

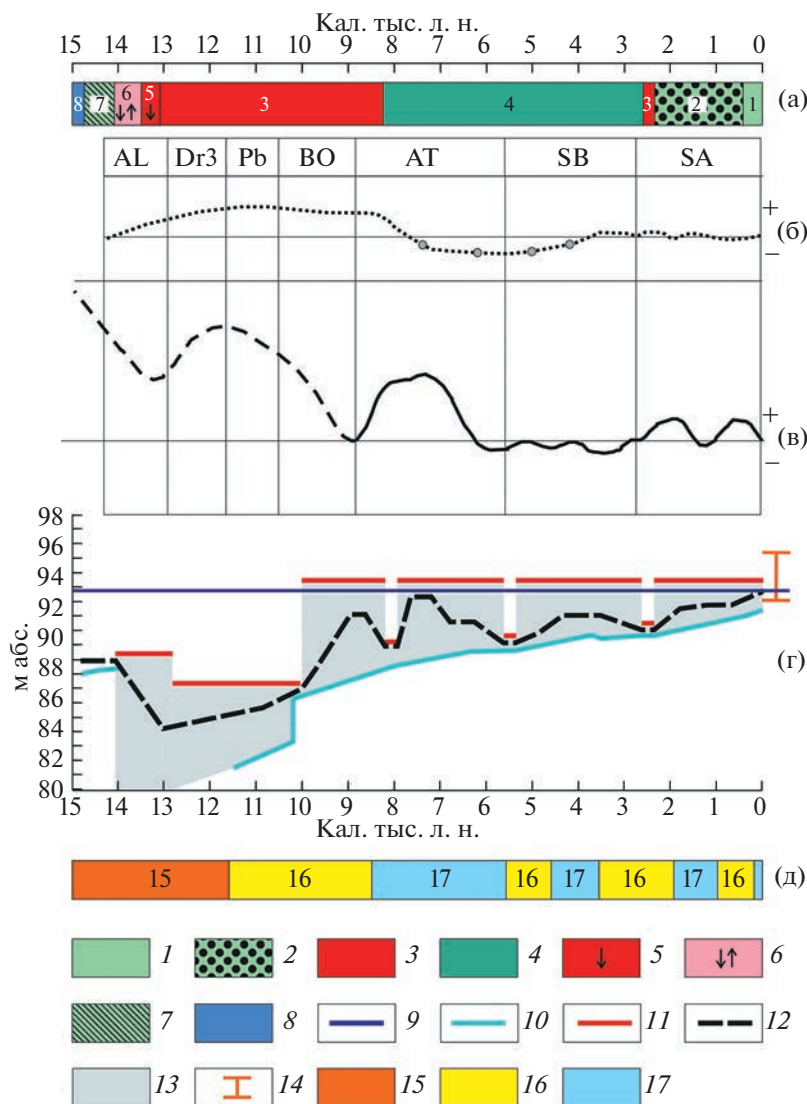


Рис. 4. Изменение уровня озера Неро в голоцене, сопоставление результатов разных авторов: (а) – по (Wohlfarth et al., 2006); (б) – по (Александровский, 2011); (в) – по (Гунова, Лефлат, 1997); (г) – авторский вариант; (д) – изменение флювиальной активности в центре Восточно-Европейской равнины (Panin, Matlakhova, 2015). 1 – мелководное эвтрофное озеро; 2 – мелководное бескислородное озеро с высокой кислотностью; 3 – перерыв в осадконакоплении (падение уровня); 4 – мелководное озеро; 5 – возможное обмеление озера / береговая линия; 6 – колебания уровня и постепенное обмеление; 7 – мелководное эвтрофное/мезотрофное озеро; 8 – мелководное олиготрофное озеро; 9 – средний многолетний уровень по данным на середину XX века (Бикбулатов и др., 2003); 10 – минимальный вероятный средний многолетний уровень; 11 – максимальный вероятный средний многолетний уровень; 12 – авторская оценка изменения среднего многолетнего уровня; 13 – вероятная область колебания среднего многолетнего уровня; 14 – зафиксированная амплитуда колебаний уровня за 1930–1980 гг. (Бикбулатов и др., 2003); 15 – эпоха экстремально высокого речного стока; 16 – высокая флювиальная активность; 17 – низкая флювиальная активность.

Fig. 4. Fluctuations of Lake Nero in the Holocene, comparison of the results of different authors: (a) – based on the materials of (Wohlfarth et al., 2006); (б) – based on the materials of (Aleksandrovsky, 2011); (в) – based on the materials of (Gunova, Leflat, 1997); (г) – author's version; (д) – change in fluvial activity in the center of the East European Plain (Panin, Matlakhova, 2015). 1 – shallow eutrophic lake; 2 – shallow anoxic lake with high acidity; 3 – break in sedimentation (drop in level); 4 – shallow lake; 5 – possible shallowing of the lake / shoreline; 6 – level fluctuations and gradual shallowing; 7 – shallow eutrophic/mesotrophic lake; 8 – shallow oligotrophic lake; 9 – the average long-term level according to the data for the middle of the 20th century (Bikbulatov et al., 2003); 10 – the minimum probable average long-term level; 11 – the maximum probable average long-term level; 12 – the author's estimate of the change in the average long-term level; 13 – the probable area of fluctuation average long-term level; 14 – the recorded amplitude of level fluctuations for 1930–1980 (Bikbulatov et al., 2003); 15 – epoch of extremely high river runoff; 16 – high fluvial activity; 17 – low fluvial activity.

высоте эрозионных границ, беря в расчет возможность волновой эрозии донного осадка на мелководье.

Установленные крупные перерывы в осадконакоплении и маркирующие прослои супесей в основании карбонатно-терригенного ила указы-

вают на наличие регрессивного этапа в истории озера в интервале от 14.7 до примерно 10.0 кал. тыс. л. н. Причем начало регрессии (14.7–14.4 кал. тыс. л. н.) сопровождалось резким увеличением поступления песка в озеро, что может косвенно говорить о росте расходов воды в реках. По нашим оценкам в ходе регрессии уровень озера опускался ниже 87 м абс. Это почти на 7 м ниже среднего многолетнего уровня 93.75 м (Бикбулатов и др., 2006), установленного для середины XX столетия (т.е. еще до строительства гидроузла на р. Векса в конце 1980-х гг.). Во время регрессии озеро сокращалось в размерах в несколько раз, водоем сохранялся только в осевой наиболее глубокой части котловины.

После завершения глубокой регрессии, в середине бореального периода голоцена последовал довольно быстрый рост уровня озера. В начале и середине атлантического периода (9.0–6.5 кал. тыс. л. н.) уровень озера уже мог достигать 91–94 м абс., что соответствует современным показателям. Установленная трансгрессия в целом согласуется с результатами диатомового анализа (Гунова, Лефлат, 1997), показавшего высокое содержание планктонных видов в первой половине атлантического периода, что указывает на относительно глубоководные условия в это время.

Начиная с 6.5 кал. тыс. л. н. уровень озера довольно быстро снижается, растет эвтрофикация, в осадках существенно увеличивается содержание органического вещества. В нижней точке регрессивной фазы (~5.5 кал. тыс. л. н.) уровень озера не превышал 90.6 м. Около 5.2 кал. тыс. л. н. уровень воды начинает медленно расти, но не достигает современных отметок. Регрессивный этап конца атлантика — начала суббореала подтверждается находками культурных слоев и почв ниже современного уровня озера в разрезах низких озерных террас (Александровский, 2011). На фоне и так невысокого уровня в начале субатлантика (~2.5 кал. тыс. л. н.) фиксируется кратковременное обмеление до уровня примерно 91.7 м. Начиная с 2.4 кал. тыс. л. н. уровень озера медленно растет, достигая современных (до постройки плотины на Вексе) значений примерно 300–500 л. н.

Учитывая проточный характер озера Неро и гумидный тип климата на протяжении всего голоцена, можно заключить, что необходимым условием глубокого падения уровня озера Неро является снижение высоты порога стока — т.е. глубинная эрозия в русле вытекающей реки (Вексы). Однако углубление русла Вексы в условиях крайне низких уклонов рек Устья и Которосли не представляется возможным без врезания последних. В настоящее время русловая система Устья-Которосли (Чижиков, 1956) на участке впадения Вексы находится в режиме интенсивной аккумуляции и роста уровня дна, о чем свидетельствуют

крайне частое меандрирование и обвалованный характер русел. До строительства плотины в Белогостицах во время крупных паводков на Устье-Которосли даже отмечались обратные уклоны по Вексе (Бикбулатов и др., 2006), что приводило к противотоку воды и наводнениям по берегам озера Неро. Все это указывает на прямую зависимость уровня Неро от эрозионно-аккумулятивного режима в системе рек Устье-Которосль.

Сопоставление кривой колебаний уровня Неро (рис. 4, (г)) с диаграммой интенсивности флювиальных процессов (рис. 4, (д)) обнаруживает связь. Предположительно крупная регрессия озера в позднеледниковье и начале голоцена была вызвана экстремально высокими расходами воды и глубоким врезанием речных русел (Panin, Matlakhova, 2015; Ukraintsev et al., 2020). Следствием этого стали существенное падение высоты порога стока и фактическое превращение озера Неро в небольшое озеровидное расширение в месте слияния рек Сары и Ишни. Трансгрессия озера Неро в атлантический период совпадает с минимумом флювиальной активности в голоцене, что создало предпосылки для интенсивной аккумуляции в русловой системе Устья-Которосли на участках с низкими уклонами продольного профиля. Это привело к созданию своего рода аллювиальной дамбы, подпрудившей низовья рек Сары и Ишни. Последующие небольшие регрессии озера в целом совпадают по времени с ростом флювиальной активности.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Установлена глубокая регрессия озера Неро в позднеледниковье и начале голоцена. Стратиграфические несогласия в осадках фиксируют этап низкого положения уровня (ниже 87 м абс.) в интервале от 14.7 до 10.0 тыс. л. н. Озеро сокращалось в размерах в несколько раз, водоем сохранялся только в осевой наиболее глубокой части котловины.

2. Крупная трансгрессивная фаза зафиксирована в начале и середине атлантического периода голоцена — с 9.0 до 6.5 тыс. л. н. Уровень озера достигал отметок 91–94 м абс., что близко к современным значениям. Выше отметки 94.2 м средний многолетний уровень озера в голоцене не поднимался.

3. Слабые регрессивные фазы в динамике среднего многолетнего уровня установлены в интервале 6.5–2.4 тыс. л. н. Уровень озера был ниже современного примерно на 1–3 м.

4. Начиная с 2.4 тыс. л. н., уровень озера Неро медленно повышался, достигнув современных отметок примерно 300–500 л. н.

5. Основным фактором колебания уровня озера Неро в голоцене была трансформация русло-

вых систем, вызывавшая изменения высоты порога стока озера. Эта трансформация связана как с климатически-обусловленными изменениями флювиальной активности, так и с внутренним саморазвитием речных русел.

БЛАГОДАРНОСТИ

Лабораторно-аналитические исследования и реконструкция колебаний уровня озера Неро выполнены за счет Мегагранта (соглашение № 075-15-2021-599, 08.06.2021). Полевые работы выполнены за счет гранта Российского научного фонда (проект № 18-77-00083).

Авторский коллектив выражает благодарность всем участникам полевых и лабораторных работ, в том числе: Е.В. Гаранкиной, В.Р. Беляеву, И.Г. Шоркунову, Н.В. Сычеву, Н.Г. Константиновой, Е.О. Мухаметшиной, О.К. Борисовой, М.М. Иванову, Е.С. Гаровой, Н.Т. Ткачу, В.В. Мацковскому, А.А. Мареевой, П.А. Морозовой.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Александровский А.Л. (2011). Эволюция почв низких террас озера Неро // Почвоведение. №. 10. С. 1155–1167.
- Барышева А.А. (1953). Бассейн озера Неро: физико-географическая характеристика. Автореф. дис. ... канд. геогр. наук. М.: МОПИ, 16 с.
- Бикбулатов Э.С., Бикбулатова Е.М., Литвинов А.С., Поддубный С.А. (2003). Гидрология и гидрохимия озера Неро. Рыбинск: Рыбинский дом печати, 192 с.
- Гунова В.С. (1975). История озера Неро по палеоботаническим данным. Автореф. дис. ... канд. геогр. наук. М.: МГУ, 21 с.
- Гунова В.С., Лефлат О.Н. (1997). Голоценовое и современное состояние экосистемы озера Неро // Вестник Моск. ун-та. Сер. 5. География. № 4. С. 42–45.
- Квасов Д.Д. (1975). Позднечетвертичная история крупных озер и внутренних морей Восточной Европы. Л.: Наука, 278 с.
- Лаврушин Ю.А., Спиридонова Е.А., Энговатова А.В. (2016). Кратковременные природные события термогумидного максимума X–XII веков в окрестностях раннего Ярославля // Стратиграфия. Геологическая корреляция. Т. 24. № 6. С. 114–128.
- Смирнов А.В. (1956). Запасы сапропелей озера Неро, опыт их использования на удобрение и способы производственной добычи // Тр. лаб. сапропелевых отложений. № 6. С. 201–213.
- Судакова Н.Г., Дашевский В.В., Писарева В.В. (1984). Четвертичные отложения окрестностей г. Ростова Ярославского // Путеводитель экскурсии 10-V XXVII Международного геологического конгресса. М.: Союзгеолфонд, 26 с.
- Чижиков Н.В. (1956). Геоморфология и почвы бассейна озера Неро и реки Устье-Которосль // Тр. лаб. сапропелевых отложений. № 6. С. 130–144.
- Blaauw M., Christen J.A. (2011). Flexible paleoclimate age-depth models using an autoregressive gamma process // Bayesian analysis. Vol. 6. No. 3. P. 457–474. <https://doi.org/10.1214/11-BA618>
- Reimer P.J., Austin W.E., Bard E. et al. (2020). The IntCal20 Northern Hemisphere radiocarbon age calibration curve (0–55 cal kBP) // Radiocarbon. Vol. 62. No. 4. P. 725–757. <https://doi.org/10.1017/RDC.2020.41>
- Dean W.E. (1974). Determination of carbonate and organic matter in calcareous sediments and sedimentary rocks by loss on ignition; comparison with other methods // Journal of Sedimentary Research. Vol. 44. No. 1. P. 242–248. <https://doi.org/10.1306/74D729D2-2B21-11D7-8648000102C1865D>
- Panin A., Matlakhova E. (2015). Fluvial chronology in the East European Plain over the last 20 ka and its palaeohydrological implications // Catena. No. 130. P. 46–61. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2014.08.016>
- Ukrainetsev V., Konstantinov E., Zakharov A. (2020). Drainage changes in the Nero lake basin, Central European Russia // Limnology and Freshwater Biology. Vol. 4. No. 1. P. 476–477. <https://doi.org/10.31951/2658-3518-2020-A-4-476>
- Wohlfarth B., Tarasov P., Bennike O. et al. (2006). Late glacial and Holocene palaeoenvironmental changes in the Rostov-Yaroslavl' area, West Central Russia // Journal of Paleolimnology. Vol. 35. No. 3. P. 543–569. <https://doi.org/10.1007/s10933-005-3240-4>

FLUCTUATIONS OF LAKE NERO DURING THE HOLOCENE¹

E. A. Konstantinov^{a,*}, N. V. Karpukhina^a, A. L. Zakharov^a, S. S. Bricheva^{a,b}, V. Yu. Ukrainetsev^a, L. I. Lazukova^a, and A. I. Rudinskaya^a

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

^b Lomonosov Moscow State University, Faculty of Geology, Moscow, Russia

*E-mail: eakonst@igras.ru

The paleohydrological condition in the Rostov depression (Yaroslavl region) has been the subject of many years of discussions. The ideas about the Holocene fluctuations of the Lake Nero level differ among researchers. We have studied the structure of bottom sediments and bottom topography in the deepest northeastern

¹ For citation: Konstantinov E.A., Karpukhina N.V., Zakharov A.L. et al. (2023). Fluctuations of Lake Nero during the Holocene. *Geomorfologiya i Paleogeografiya*. Vol. 54. No. 2. P. 51–60 (in Russian). <https://doi.org/10.31857/S2949178923020044>; <https://elibrary.ru/ECGAPL>

part of the lake. A bathymetric survey was carried out. Drilling with the selection of undisturbed columns, GPR profiling, radiocarbon dating and a set of lithological analyzes were performed. Stratigraphic unconformities in the structure of bottom sediments indicate a drop in the lake level during the Lateglacial and the early Holocene. The level dropped to 87 m asl, which is 7 m lower than the current water level in the lake. The size of the lake at this stage was reduced several times. From 9 to 6.5 ka BP a transgressive stage was established: the average level of the lake could have risen to 91–94 m asl, which is close to its modern level. From 6.5 to 2.4 ka BP a decrease in the level by 1–3 m below the current one is revealed, followed by a gradual increase in the level. The current level was reached 300–500 years ago. The main factor in the fluctuations in the level of Lake Nero in the Holocene is the change in the height of the runoff threshold, caused by the transformation of the Ustye, Veksa, and Kotorosl river systems. This transformation was associated both with regional changes in fluvial activity and with the processes of self-development of river channels.

Keywords: paleolimnology, lacustrine deposits, ground-penetrating radar, facies analysis, hiatuses, Rostov lowland

ACKNOWLEDGEMENTS

Laboratory and analytical studies and reconstruction of the Nero fluctuations were carried out at the expense of the Megagrant (agreement No. 075-15-2021-599 dated 06/08/2021). Field work was supported by a grant from the Russian Science Foundation (Project No. 18-77-00083).

The authors are grateful to all the participants in the field and laboratory work, including: E.V. Garankina, V.R. Belyaev, I.G. Shorkunov, N.V. Sychev, N.G. Konstantinova, E.O. Mukhametshina, O.K. Borisova, M.M. Ivanov, E.S. Garova, N.T. Weaver, V.V. Matskovsky, A.A. Mareeva, P.A. Morozova.

REFERENCES

- Aleksandrovskii A.L. (2011). Soil evolution on the low terraces of Lake Nero. *Eurasian Soil Science*. T. 44. No. 10. C. 1055–1067. <https://doi.org/10.1134/s1064229311100024>
- Barysheva A.A. (1953). *Bassein ozera Nero: fiziko-geograficheskaya kharakteristika* (Basin of Lake Nero: geographical characteristics). *PhD thesis*. Moscow: MOPI (Publ.), 16 p. (in Russ.)
- Bikbulatov E.S., Bikbulatova E.M., Litvinov A.S., Poddubnyj S.A. (2003). *Gidrologiya i gidrokhimiya ozera Nero* (Hydrology and geochemistry of the Lake Nero). Rybinsk: Rybinskii dom pečati (Publ.), 192 p. (in Russ.)
- Blaauw M., Christen J.A. (2011). Flexible paleoclimate age-depth models using an autoregressive gamma process. *Bayesian analysis*. Vol. 6. No. 3. P. 457–474. <https://doi.org/10.1214/11-BA618>
- Chizhikov N.V. (1956). Geomorphology and soils of the basin of Lake Nero and the river Ustye-Kotorosl. *Tr. lab. sapropelevykh otlozhenii*. No. 6. P. 130–144. (in Russ.)
- Dean W.E. (1974). Determination of carbonate and organic matter in calcareous sediments and sedimentary rocks by loss on ignition; comparison with other methods. *Journal of Sedimentary Research*. Vol. 44. No. 1. P. 242–248. <https://doi.org/10.1306/74D729D2-2B21-11D7-8648000102C1865D>
- Gunova V.S. (1975). *Istoriya ozera Nero po paleobotanicheskim dannym* (History of the Lake Nero according to paleobotanical data). *PhD thesis*. Moscow: MSU (Publ.), 21 p. (in Russ.)
- Gunova V.S., Leflat O.N. (1997). Holocene and current state of the ecosystem of Lake Nero. *Vestnik Mosk. un-ta. Ser. 5. Geografiya*. No. 4. P. 42–45. (in Russ.)
- Kvasov D.D. (1975). *Pozdnechetvertichnaya istoriya krupnykh ozer i vnutrennikh morei Vostochnoi Evropy* (Late-quaternary history of the large lakes and inland seas of Eastern Europe). L.: Nauka (Publ.), 278 p. (in Russ.)
- Lavrushin Yu.A., Spiridonova E.A., Engovatova A.V. (2016). Short-term natural events at the Thermal humid maximum in the tenth to twelfth centuries in the environs of Early Yaroslavl. *Stratigraphy and Geological Correlation*. Vol. 24. No. 6. P. 637–650. (in Russ.)
- Panin A., Matlakhova E. (2015). Fluvial chronology in the East European Plain over the last 20 ka and its palaeohydrological implications. *Catena*. No. 130. P. 46–61. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2014.08.016>
- Reimer P.J., Austin W.E., Bard E. et al. (2020). The IntCal20 Northern Hemisphere radiocarbon age calibration curve (0–55 cal kBP). *Radiocarbon*. Vol. 62. No. 4. P. 725–757. <https://doi.org/10.1017/RDC.2020.41>
- Smirnov A.V. (1956). Reserves of sapropels of Lake Nero, experience of their use for fertilizer and methods of industrial extraction. *Tr. lab. sapropelevykh otlozhenii*. No. 6. P. 201–213. (in Russ.)
- Sudakova N.G., Dashevskij V.V., Pisareva V.V. (1984). Quaternary deposits of the environs of the city of Rostov Yaroslavl'sky. *Putevoditel' ekskursii 10-V XXVII Mezhdunarodnogo geologicheskogo kongressa*. Moscow: Soyuzgeolfond (Publ.), 26 p. (in Russ.)
- Ukraitsev V., Konstantinov E., Zakharov A. (2020). Drainage changes in the Nero Lake basin, Central European Russia. *Limnology and Freshwater Biology*. Vol. 4. No. 1. P. 476–477. <https://doi.org/10.31951/2658-3518-2020-A-4-476>
- Wohlfarth B., Tarasov P., Bennike O. et al. (2006). Late glacial and Holocene palaeoenvironmental changes in the Rostov–Yaroslavl' area, West Central Russia. *Journal of Paleolimnology*. Vol. 35. No. 3. P. 543–569. <https://doi.org/10.1007/s10933-005-3240-4>

ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ РЕЛЬЕФА, ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ

УДК 551.311.33 (931)

ЛЁССООБРАЗОВАНИЕ В НОВОЙ ЗЕЛАНДИИ В ПОСЛЕДНЮЮ ЛЕДНИКОВУЮ ЭПОХУ И В СОВРЕМЕННЫХ УСЛОВИЯХ[#]

© 2023 г. О. К. Борисова^{1,*}

¹ Институт географии РАН, Москва, Россия

*E-mail: olgakborisova@gmail.com

Поступила в редакцию 05.10.2022 г.

После доработки 16.12.2022 г.

Принята к публикации 22.12.2022 г.

Основные территории развития позднелейстоценовых лёссов расположены во внутриконтинентальных областях Северного полушария, поэтому существование лёссов в таком регионе с господством умеренного морского климата, как Новая Зеландия, представляет несомненный научный интерес. Проведен анализ геолого-геоморфологических, палеогеографических и геохронологических данных о распространении, строении и условиях формирования лёссов в Новой Зеландии в позднем ллейстоцене. Исследование показало, что в Новой Зеландии, как и в других регионах умеренных широт Южного полушария, накопление лёссов происходило преимущественно в холодные фазы последнего климатического макроцикла: 1) в раннем плейстоцене, 80 (75)–(60) 55 тыс. л. н.; 2) в похолодания внутри МИС 3, 45–40 тыс. л. н. на Южном острове и 40–30 тыс. л. н. с пиком около 30 тыс. л. н. на Северном острове; 3) в позднем плейстоцене, с 25 до 17–12 тыс. кал. л. н. Сопоставление этих этапов с результатами исследований ледовых кернов из Антарктиды показывает их тесную связь с глобальными климатическими изменениями. Статья содержит обзор данных о современных условиях развития эоловых процессов и образования лёссовидных отложений в Новой Зеландии. Современные проявления эоловых процессов в Новой Зеландии сосредоточены в пределах геоморфологически активных территорий — в долинах рек с ледниковым питанием и обилием рыхлых наносов, в районах распространения береговых песчаных дюн и на тех территориях, где нарушения растительности и почв оставляют поверхностные слои неконсолидированных отложений доступными для ветровой эрозии. Широкомасштабное антропогенное воздействие (уничтожение лесов; нарушение сплошности травянистого покрова из-за интенсивного выпаса скота, в особенности овец; распашка склонов с легкими слабо связными почвами и т.п.) в значительной степени сближает современные межледниковые условия развития эоловых процессов в Новой Зеландии с перигляциальными.

Ключевые слова: Северный остров, Южный остров, “пепловые”, “флювиальные” и “гляциальные” лёссы, современные эоловые процессы

DOI: 10.31857/S2949178923020032, **EDN:** EAAVMR

ВВЕДЕНИЕ

Три наиболее значительные области позднелейстоценового лёссонакопления (бассейны рек Днестра, Днепра и Дона; бассейн р. Хуанхэ; бассейн р. Миссисипи) расположены во внутриконтинентальных регионах Северного полушария. Кроме того, выделяются обширные территории островного распространения лёссов в Центральной и Западной Европе, в Сибири и на Северо-Востоке Азии, которые также лежат во внеледниковой (перигляциальной) области по-

следнего оледенения (Величко, Морозова, 2009, карта 18). Основные черты строения лёссово-почвенно-криогенной формации позднего ллейстоцена Северной Евразии и ее региональные особенности были подробно рассмотрены в монографии “Динамика ландшафтных компонентов...” (2002). На основе комплекса палеогеографических и геохронологических данных по опорным разрезам лёссово-почвенной формации А.А. Величко и Т.Д. Морозова осуществили широкие межрегиональные корреляции для основных областей лёссонакопления Северного полушария (Величко, Морозова, 2009 и цитированная литература).

Проведенные исследования показали, что важнейшими условиями образования лёссов были: резкая аридизация климата в последнюю лед-

[#] Ссылка для цитирования: Борисова О.К. (2023). Лёссообразование в Новой Зеландии в последнюю ледниковую эпоху и в современных условиях // Геоморфология и палеогеография. Т. 54. № 2. С. 61–79. <https://doi.org/10.31857/S2949178923020032>; <https://elibrary.ru/EAAVMR>

никовую эпоху при значительном понижении температур, особенно зимних; развитие многолетней мерзлоты или глубокого сезонного промерзания; слабая сомкнутость растительного покрова перигляциальных степей, тундростепей и пустынь. Такая обстановка благоприятствовала мобилизации алевритового материала, поступавшего в области аккумуляции лёссов в основном путем переноса по воздуху. Эти условия создавались и поддерживались благодаря возрастанию роли Сибирской и Центральноазиатской областей высокого давления и антициклональных систем, формировавшихся над Лаврентийским и Скандинавским ледниковыми покровами, а в лёссовой области Китая — за счет усиления холодного зимнего муссона (Величко, Морозова, 2009). Основные этапы лёссообразования во вне-тропической области Северного полушария в позднем плейстоцене приходятся на интервалы 85–55 и 24–13 тыс. л. н., соответствующие морским изотопным стадиям (МИС) 4 и 2 (Величко, Морозова, 2009). Таким образом, важнейшим условием формирования позднелейстоценовых лёссов являлось возрастание континентальности климата, сопровождавшееся аридизацией и широким развитием мерзлотных процессов.

В связи с этим само существование лёссов на такой островной территории, как Новая Зеландия (НЗ), представляет несомненный научный интерес. Поскольку лишь немногие участки островов НЗ удалены от моря более чем на 100 км, здесь всюду присутствует океаническое влияние: большая часть архипелага принадлежит к подзонам теплого умеренного и прохладного умеренного морского климата. Благодаря многообразию источников материала для формирования эоловых отложений, разнородным “трассирующим” компонентам, позволяющим выявить эти источники, и дополнительным возможностям датирования эоловых отложений, связанным с наличием разновозрастных слоев тефры, НЗ можно рассматривать как ключевой регион для исследования эоловых процессов в целом и развития лёссообразования в эпоху последнего оледенения, в частности. Задачей данной статьи являются анализ данных о распространении, строении и условиях формирования позднелейстоценовых лёссов и лёссовидных отложений НЗ и сопоставление основных этапов их накопления с глобальной хронологией, в частности, с изменениями содержания пыли в ледовых кернах Антарктиды. Интересным аспектом является также исследование современных особенностей эоловых процессов на территории НЗ.

СОВРЕМЕННЫЕ УСЛОВИЯ РАЗВИТИЯ ЭОЛОВЫХ ПРОЦЕССОВ В НОВОЙ ЗЕЛАНДИИ

Около 99% площади архипелага НЗ приходится на наиболее крупные острова (Северный, Южный и Стюарт), расположенные в юго-западной части Тихого океана между 34° и 47° ю.ш. (рис. 1). Вдоль горного хребта Южных Альп на Южном острове НЗ проходит граница Австралийской и Тихоокеанской литосферных плит; в юго-восточной части Северного острова ее продолжает рифтовая зона Хикуранги (New Zealand Atlas, 1976). В современных условиях в этой зоне сохраняется высокая активность тектонических и вулканических процессов. В центральной части Северного о-ва расположены обширное Вулканическое плато и горные массивы, созданные риолитовым и андезитовым вулканизмом. На севере острова выделяется область базальтового вулканизма меньших размеров.

В целом высокие абсолютные отметки рельефа Новой Зеландии отражают активное тектоническое поднятие, которое достигает наибольших скоростей (15–20 мм/год) в центральной части Южных Альп (Williams, 1991). Более 75% территории НЗ лежит выше 200 м над у. м. (рис. 1). Западную часть Южного о-ва занимает почти непрерывная горная цепь Южных Альп со средними отметками более 1500 м; многие ее вершины поднимаются выше 3000 м. Более низкие горные цепи продолжают эту ось в южной части Северного о-ва. Около 50% территории НЗ имеет горный рельеф с крутыми склонами и большой глубиной расчленения, 20% — холмистый и низкогорный рельеф, и 30% площади занято плоскими или волнистыми равнинами (New Zealand Atlas, 1976).

Большая часть горного и холмистого рельефа НЗ сформирована на легко размываемых граувакках, сланцах, аргиллитах, известняках, и только на северо-западе и на юго-западе Южного о-ва имеются выходы прочных кристаллических пород. В целом скорости эрозии на территории НЗ очень высоки. У подножий хребтов, сложенных граувакками, формируются обширные конуса выноса и предгорные шлейфы, и примыкающие к ним равнины обычно покрыты мощными щебнисто-галечными толщами. Иная картина наблюдается только на севере Северного о-ва, но и там глубоко выветрелые отложения осадочного чехла подвержены интенсивным оползневым и эрозийным процессам (Ballance, Williams, 1982).

Основным источником кварцевых зерен в НЗ служат граувакковые породы, слагающие около 1/3 ее территории (New Zealand Atlas, 1976). Хотя в составе этих пород прослеживаются определенные провинциальные различия, их широкое распространение и возможность повторной мобилизации материала сильно затрудняют рекон-

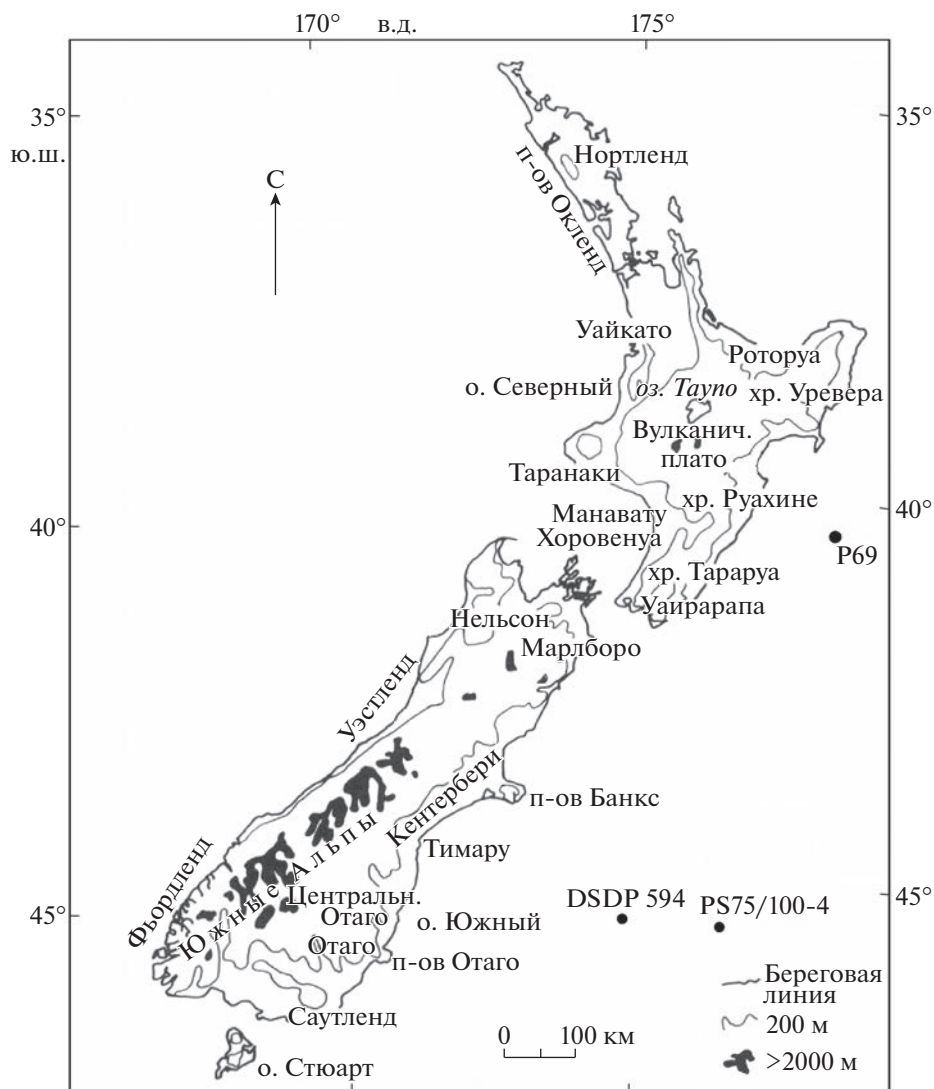


Рис. 1. Основные черты рельефа Новой Зеландии и объекты, упоминаемые в тексте.

Fig. 1. The main relief features of New Zealand and sites mentioned in the text.

струкции источников и направлений эолового переноса. Тем не менее исследования минерального состава лёссов Южного о-ва НЗ (Raeside, 1964) показали, что в целом он отражает региональные особенности состава коренных пород горной цепи Южных Альп и блоковых массивов в районах Отаго и Саутленд. В Южных Альпах преобладают граувакковые песчаники, в горах Отаго — метаморфические породы, а в массивах Саутленда значительную роль играют магматические породы (граниты, диориты, туфы) и гнейсы (New Zealand Atlas, 1976). В первой минералогической провинции кварц и полевой шпат (плаггиоклаз) содержатся в лёссе приблизительно в равных долях и составляют около 90% первичных минералов. Во второй провинции эти минералы составляют 70–80% при более высоком содержании

слюд (до 7% первичных минералов) и акцессорных минералов. Минеральный состав лёссов третьей провинции значительно более разнообразен и отличается от первых двух групп также более высоким содержанием полевых шпатов, которое может превышать 60% от общего количества первичных минералов (Raeside, 1964). Таким образом, все лёссы НЗ отличаются по минеральному составу от типичных лёссов в понимании Л.Б. Рухина (1969) значительно более низким содержанием кварца.

НЗ находится в пределах области западного переноса Южного полушария, расположенной между 70° и 30° ю.ш. Для этих широт характерны устойчивые и сильные западные ветры, которые насыщаются влагой при пересечении обширных пространств океана и имеют умеренные темпера-

туры. Основные черты климата НЗ формируются в процессе взаимодействия этих воздушных потоков и высоких субмеридиональных горных цепей архипелага. Среднегодовые температуры воздуха на территории НЗ составляют от 15.5°C на севере Северного о-ва до 10°C на южной оконечности Южного о-ва (Norton et al., 1986). Сезонные экстремумы температур, зафиксированные в НЗ, составляют +42°C и –20°C; оба эти значения отмечены на востоке Южного о-ва. Даже в самых холодных районах НЗ, как горных, так и равнинных, ночные температуры редко понижаются до –10°, и даже в наиболее холодные месяцы дневные температуры крайне редко бывают отрицательными (Norton et al., 1986).

Среднегодовая сумма осадков в открытом океане в новозеландском регионе близка к 1200 мм (Chinn, 1979). На территории НЗ осадки сильно варьируют. Наибольшее количество осадков выпадает на западных склонах основных горных хребтов, где сумма осадков обычно превышает 1500 мм/год и достигает 12000 мм/год в узком высотном поясе вдоль наиболее высокой центральной части Южных Альп (Chinn, 1979). К востоку от горных цепей образуется отчетливо выраженная “орографическая тень”, занимающая около 2/3 ширины Южного о-ва, где осадки составляют менее 1200 мм/год, а местами – только 300–350 мм/год. В целом выпадение осадков не отличается выраженной сезонностью, однако для восточных склонов гор весной и летом характерны сильные теплые иссушающие ветры типа фена. В летний период там возникает общий дефицит влаги и обычны засухи.

Растительность НЗ до вмешательства человека была представлена влажными полидоминантными вечнозелеными лесами. Лесные формации НЗ традиционно объединяются в две основные группы: хвойно-широколиственные (т.е. подокарпово-вечнозеленые) и южнобуковые леса (*Nothofagus* spp.). Обе группы формаций принадлежат к гумидному приокеаническому суббореальному типу ландшафтов (Исаченко, Шляпников, 1989). В целом леса из южного бука в НЗ занимают климатически менее благоприятные местообитания по сравнению с подокарпово-вечнозелеными лесами: они сосредоточены в более прохладных южных районах, обычно образуют верхнюю границу леса в горах и выше по склону сменяются злаковыми кочкарными ассоциациями (туссоками) (McGlone, 1988). Там, где верхняя граница леса образована подокарпово-вечнозелеными лесами, выше их находятся пояс субальпийских кустарников и пояс туссоков, сформированных в основном видами рода *Chionochloa*. В формировании этих открытых сообществ участвуют также многочисленные представители разнотравья и кустарники (McGlone, 1988). В настоящее время леса на большей части территории НЗ сведены и

либо заменены сеянными лугами, промышленными лесопосадками (в вулканических районах, непригодных для выпаса скота по геохимическим показателям), либо (на севере страны) полями.

ОСОБЕННОСТИ ЛЁССОВИДНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ НОВОЙ ЗЕЛАНДИИ

Термин “лесс” в НЗ традиционно применяется расширительно и нередко используется для обозначения любых тонкозернистых эоловых отложений (от фракции тонкого песка и мельче), независимо от их текстуры или плотности, содержания карбоната кальция, органических веществ и минерального состава, за исключением только дюнных песков, где частицы транспортируются главным образом путем сальтации (Cowie, 1964; Raeside, 1964; Palmer, Pillans, 1996; Eden, Hammond, 2003). В “классическом” понимании, принятом в советской и российской литературе, лёсс – это порода, в которой более 50% частиц имеют размеры от 0.01 до 0.05 мм. Л.Б. Рухин в “Учении об осадочных породах” (1969) писал, что лессы “высокопористы (42–50%), имеют резко выраженные просадочные свойства, часто карбонатны, в основном сложены кварцем (70–80%), полевыми шпатами (20–30%) и кальцитом. Для типичных лёссов характерно отсутствие слоистости” (Рухин, 1969, с. 205–206). Лёссы же НЗ в большинстве случаев плотные, с четкими вертикальными отдельностями и менее отчетливыми границами слоев; обычно они имеют низкую проницаемость и содержат от 15 до 25% глинистых частиц (Raeside, 1964; Yates et al., 2018). За редким исключением, лёссы в НЗ не содержат карбонатов. Карбонатные конкреции в лёссах изредка встречаются только в наиболее сухих районах на востоке Южного о-ва (в районе Тимару и на п-ове Банкс). В долине р. Уайтаки на юге Тимару, где годовая сумма осадков не превышает 500 мм, нижние горизонты почв местами содержат небольшое количество свободной извести (Raeside, 1964).

По происхождению лёссовидные отложения в НЗ подразделяются на три основных типа. На юге Северного о-ва наиболее распространены так называемые “горные”, или “флювиальные”, лёссы. Эти отложения генетически тесно связаны с аллювием. Предполагается, что они сформировались в прохладных стадияльных условиях за счет выдувания тонкозернистых частиц из обсыхающих отложений многорукавных русел, слабо закрепленных растительностью, и их последующей аккумуляции на поверхностях террас (Cowie, 1964; Palmer et al., 1989).

В центральной части Северного о-ва распространены так называемые “пепловые лёссы”, переслаивающиеся с тефрами и включающие в себя большое количество вулканического стекла

(Smalley, 1995; Eden, Hammond, 2003). В целом вулканическое стекло распределено в лёссах НЗ широко, но неравномерно. В лёссах последнего оледенения его содержания значительно выше, чем в более древних лёссах. Частицы вулканического пепла в лёссах наиболее редки на юге Южного о-ва; в северном направлении их количество резко возрастает, и на севере острова, в районе Марлборо, вулканическое стекло местами преобладает в легкой минеральной фракции лёсса. В лёссе из района Уаирапа на юге Северного о-ва доля вулканического стекла составляет 1–2% от общего состава минералов (Raeside, 1964).

Наконец, на юге Северного о-ва и к востоку от главного водораздела на Южном о-ве НЗ широко развиты “гляциальные” лёссы, т.е. собственно лёссы в привычном для нас понимании – породы эолового генезиса с высоким содержанием алеврита, более однородные по механическому составу и в меньшей степени связанные с местными процессами дефляции и перевевания алевритовой фракции аллювия или с вулканической деятельностью. Первым исследователем, объяснившим образование лёссов в Тимару, на п-ове Банкс и в других районах Южного о-ва НЗ аккумуляцией переносимой ветром пыли в условиях холодного и сухого климата ледниковых эпох, был Дж. Хардкастл (J. Hardcastle): уже в конце XIX века он пришел к выводу, что изменения текстуры и других свойств лёссовых отложений, наблюдаемые в разрезах, отражают изменения климата за период их накопления и указывают на наличие перерывов в этом процессе (Fagg, Smalley, 2019).

В западных районах обоих главных островов НЗ как площади распространения, так и мощности лёссовидных отложений значительно меньше, чем в восточных (Raeside, 1964; Milne, Smalley, 1979; Yates et al., 2018; Yates, Fenton, 2019). Тем не менее четко разграничить названные выше разновидности лёссов НЗ невозможно из-за существования постепенных переходов между ними.

ЛЁССЫ НОВОЙ ЗЕЛАНДИИ В ЭПОХУ ПОСЛЕДНЕГО ОЛЕДЕНЕНИЯ

Ландшафтно-климатические условия формирования. Ледниковая эпоха позднего плейстоцена в НЗ получила название *отира*. Выделяются две главные фазы развития оледенения – ранняя, в целом соответствующая МИС 4 (ранний пленигляциал), и поздняя (МИС 2, поздний пленигляциал). Эти стадии разделены длительным относительно теплым интервалом, сопоставляемым с МИС 3 по шкале SPECMAP (Imbrie et al., 1984). Исследования наиболее полных и надежно датированных осадочных серий из разных районов НЗ (Alloway et al., 2007) позволили выделить основные климатические фазы внутри позднего пленигляциала.

Наиболее холодная фаза, включавшая в себя максимум последнего оледенения, продолжалась с 28 до 18 тыс. кал. л. н. и включала в себя интервал с менее устойчивыми и несколько более теплыми условиями 27–21 тыс. кал. л. н. Поздняя фаза оледенения, 18–11.6 тыс. кал. л. н., включала в себя интерстадиальное потепление ~14.8–13.5 тыс. кал. л. н. и заключительное похолодание позднеледниковья 13.5–11.6 тыс. кал. л. н. (Alloway et al., 2007).

Глубокое похолодание в МИС 4 приводило к значительной деградации лесов, которые в теплых климатических условиях МИС 5 почти полностью покрывали территорию НЗ. Исследования колонки глубоководных морских осадков DSDP 594, отобранной в 250 км к востоку от побережья Южного о-ва НЗ (рис. 1), показали, что доля пыльцы трав и кустарничков в спектрах раннего пленигляциала превышала 50% (Heusser, van de Geer, 1994) (рис. 2). Распространению открытых ландшафтов в это время способствовали сокращение осадков и усиление ветров (Shulmeister et al., 2004). По положению снеговой линии в горах НЗ установлено, что площадь оледенения в раннем пленигляциале была больше, чем в позднем (Ono et al., 2004). В главной ледниковой области НЗ, в Южных Альпах, снижение снеговой линии в *раннем отира* достигало 970–1050 м (Shulmeister et al., 2004). Как и в современных условиях, снеговая граница повышалась с запада на восток и менее заметно – с юга на север, обнаруживая тесную связь развития оледенения с распределением атмосферных осадков.

Согласно палеоботаническим данным (McGlone, 1988), во время длительного интерстадиала, соответствующего МИС 3, в НЗ в условиях прохладного климата широко распространялись леса из южного бука (*Nothofagus menziesii*), близкие к современным лесам субальпийского пояса. Верхняя граница этих лесов проходила значительно ниже современной. В конце этого интервала в растительном покрове возрастала роль кустарников из семейства подокарповых, что, возможно, отчасти было связано с усилением ветров (McGlone et al., 1993).

Палинологические исследования показывают, что в позднем пленигляциале на территории НЗ, за исключением ее северной, субтропической части, преобладала травянисто-кустарниковая растительность (McGlone, 1988; Heusser, van de Geer, 1994; и др.) (рис. 3). Небольшие лесные массивы и отдельные группы деревьев сохранялись только в наиболее благоприятных защищенных местобитаниях, а на юго-востоке Южного о-ва древесная растительность отсутствовала полностью, и широко распространялись злаково-разнотравные ассоциации. В позднем пленигляциале (оледенение *позднее отира*) ледники в Южных Альпах

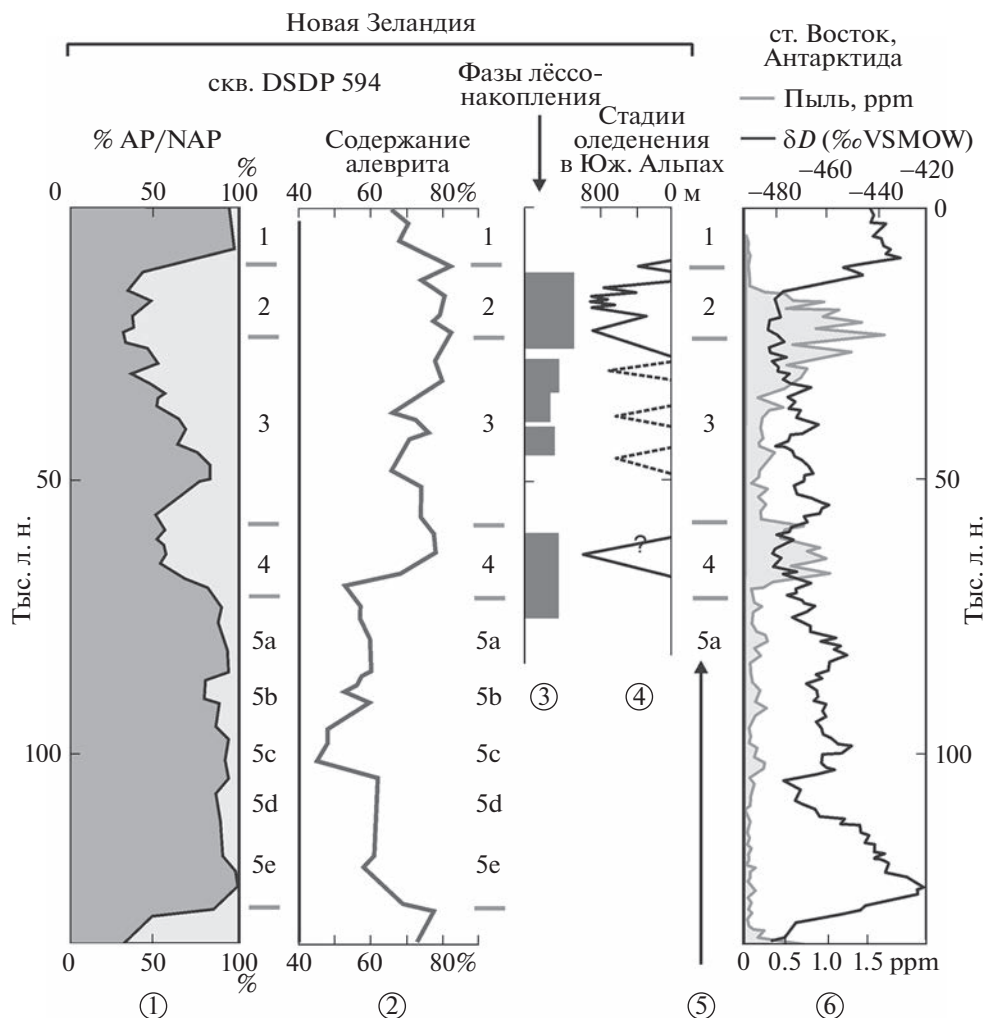


Рис. 2. Основные палеогеографические данные о ландшафтно-климатических изменениях на территории Новой Зеландии в эпоху последнего оледенения. 1 – соотношение пыльцы деревьев и кустарников (AP) и трав и кустарничков (NAP) в донных осадках, по данным изучения глубоководной колонки DSDP 594 (Heusser, van de Geer, 1994); 2 – содержание фракции алеврита в осадках, по скв. DSDP 594 (Heusser, van de Geer, 1994); 3 – основные фазы накопления лёссов в Новой Зеландии (Alloway et al., 1992; Palmer, Pillans, 1996; Shulmeister et al., 2004); 4 – стадии оледенения в Южных Альпах (Shulmeister et al., 2004), для максимумов поздних стадий показано снижение снеговой линии (Denton et al., 1999); 5 – стадии морской изотопно-кислородной шкалы SPECMAP (Imbrie et al., 1984); 6 – содержание пыли и дейтерия в ледяном керне со станции Восток в Антарктиде (Котляков, Лориус, 2000).

Fig. 2. The main paleogeographic data on landscape and climate changes in New Zealand during the Last Glaciation. 1 – Ratio of arboreal and non-arboreal pollen (AP/NAP) in bottom sediments, according to the study of the deep-sea core DSDP 594 (Heusser and van de Geer, 1994); 2 – Content of silt fraction in sediments, according to DSDP 594 (Heusser and van de Geer, 1994); 3 – Main phases of loess accumulation in New Zealand (Alloway et al., 1992; Palmer and Pillans, 1996; Shulmeister et al., 2004); 4 – Stages of glaciation in the Southern Alps (Shulmeister et al., 2004), snowline depression is indicated for the later stages (Denton et al., 1999); 5 – Marine oxygen isotope stages of the SPECMAP stack (Imbrie et al., 1984); 6 – Dust and deuterium contents in the ice core from Vostok station in Antarctica (Kotlyakov and Lorius, 2000).

образовали почти непрерывную полосу шириной около 100 км и длиной около 700 км (рис. 3). По депрессии снеговой линии в горах установлено, что в интервале 25–20 тыс. ^{14}C л. н. (29–24 тыс. кал. л. н.) среднегодовая температура в НЗ была приблизительно на 5°C ниже современной (Ono et al., 2004; Shulmeister et al., 2004). Такая реконструкция подтверждается оценками по палеобо-

тагическим данным (McGlone et al., 1993) и по составу фауны жесткокрылых (Marra et al., 2004).

Изучение изотопного состава льда по керну со станции Восток в Антарктиде показало, что температура воздуха на поверхности ледника в это время была ниже современной на 11°C (Котляков, Лориус, 2000) (рис. 2). Таким образом, при общем похолодании в ледниковую эпоху позднего плейстоцена термический градиент между по-

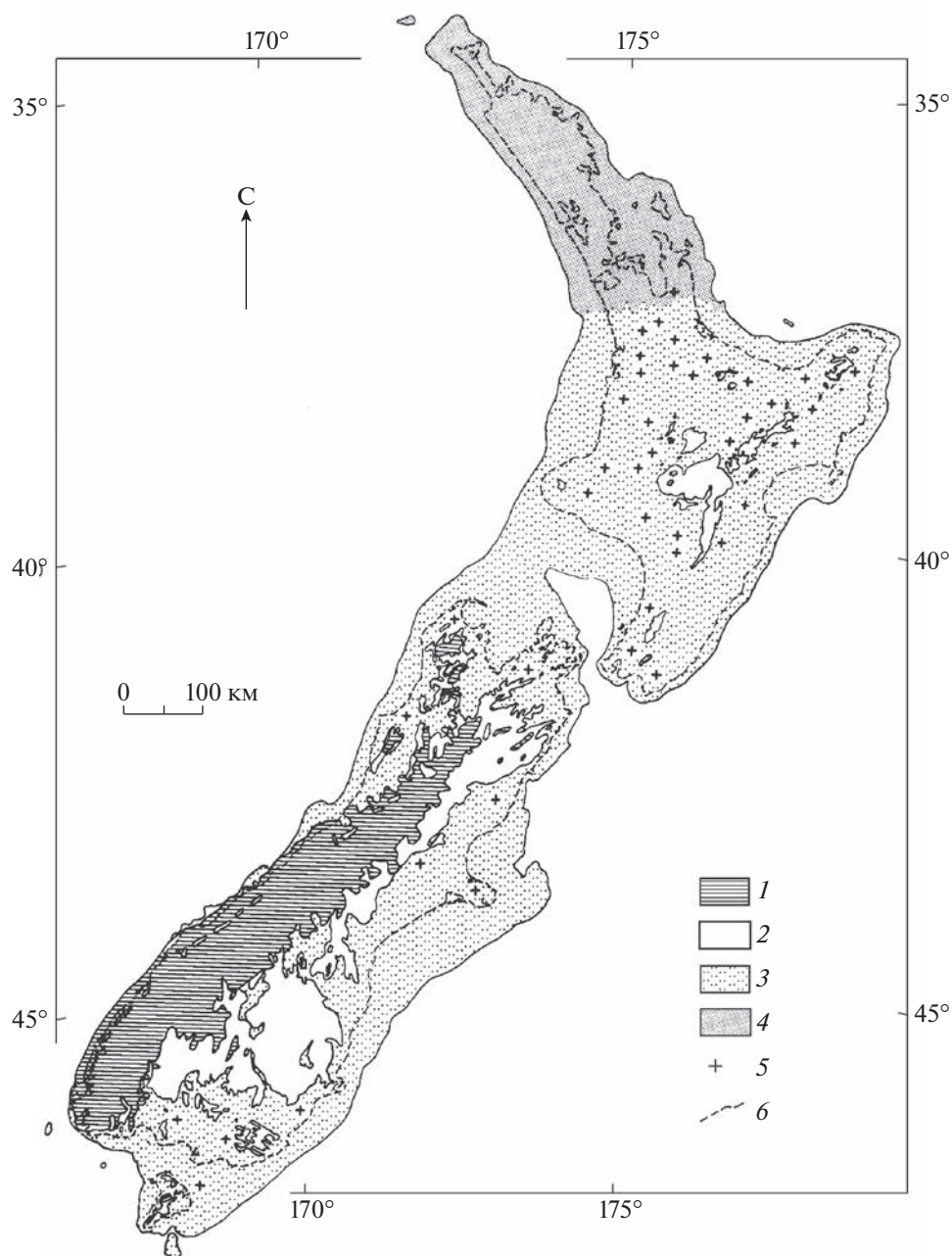


Рис. 3. Растительность и максимальное распространение оледенения на территории Новой Зеландии в позднем плейнгляциале (по McGlone, 1988). 1 – распространение оледенения, 2 – альпийская растительность, 3 – кустарниковые и травянистые сообщества, 4 – хвойные и вечнозеленые смешанные леса, 5 – мелкие изолированные участки лесов, 6 – современная береговая линия.

Fig. 3. Vegetation composition and the maximum spread of glaciation in New Zealand in the Late Pleniglacial (after McGlone, 1988). 1 – glaciated area, 2 – alpine vegetation, 3 – shrub and herbaceous communities, 4 – coniferous and evergreen mixed forests, 5 – small isolated areas of forests, 6 – modern coastline.

люсом и экватором значительно превышал современный, что приводило к активизации западного переноса (Shulmeister et al., 2004). Об усилении западного переноса в позднем плейнгляциале свидетельствуют также высокие содержания кварцевых песчаных зерен эолового происхождения в глубоководных морских отложениях этого

времени, например, в скв. Р69 на Чатамском поднятии, в 115 км от юго-восточного побережья Северного о-ва НЗ (Nelson et al., 2000), и пылеватых частиц в скв. PS75/100-4, в 400 км от восточного побережья Южного о-ва НЗ (Wu et al., 2021) (рис. 1). Площадь морского оледенения вокруг Антарктиды в это время значительно расширялась, что вы-

зывало сокращение испарения с поверхности океана и смещение области западного переноса к северу (Shulmeister et al., 2004).

В НЗ эти процессы приводили к усилению ветров юго-западных румбов, к общему сокращению поступления атмосферных осадков, увеличению неравномерности их распределения по территории архипелага и учащению засух и заморозков. Понижение уровня моря до отметки -120 м в МИС 2 в целом способствовало росту континентальности климата, а осушенные территории шельфа (рис. 3) служили дополнительными источниками песчаного и пылеватого материала. Активизации эоловых процессов на территории НЗ способствовали безлесность территории и разреженность растительного покрова. В МИС 2 эоловые процессы приобретали значительно больший размах, чем в МИС 4. Этот вывод справедлив для всех областей суши внетропической области Южного полушария (Борисова, 2007, 2008) и соответствует изменениям содержания пыли в ледяном керне со станции Восток в Антарктиде (Котляков, Лориус, 2000) (рис. 2). Тем не менее сравнение химического и изотопного состава пыли из НЗ и из антарктических ледяных кернов (Koffman et al., 2021) показало, что основными источниками поступления пыли в Восточную Антарктиду были Патагония, Огненная Земля, западная часть Аргентины и вулканы Западно-Антарктического рифта, тогда как вклад НЗ был незначительным.

Исследования глубоководных морских осадков в новозеландском регионе (Heusser, van de Geer, 1994; Nelson et al., 2000; Wu et al., 2021) свидетельствуют о том, что в ледниковых условиях (МИС 4 и 2) вынос мелкообломочного терригенного материала с суши НЗ резко возрастал (рис. 2). Геохимическое изучение донных осадков в юго-западной части Тихого океана, к востоку от НЗ, показало, что они близки по составу к тонкозернистым отложениям, распространенным на обоих островах архипелага, что говорит о значительной роли НЗ как источника пылеватых частиц (Koffman et al., 2021). По данным комплексных исследований отложений, вскрытых глубоководной скважиной PS75/100-4 (рис. 1), удельная скорость аккумуляции минеральных частиц, поступавших с суши НЗ, за ~ 410 тыс. лет, охваченных разрезом, составила в среднем 0.20 г на см^2 за тысячу лет, причем в ледниковые фазы скорость аккумуляции пыли превосходила межледниковые показатели в 3–4 раза (Wu et al., 2021). Признаком активизации эрозионных процессов на территории НЗ в плейстоцене служит также присутствие в морских осадках этого времени пыльцы *Brassospora*, переотложенной из неогеновых отложений (McGlone, 2001).

Источники, распространение и мощности лёссов. По современным оценкам, лёссы и лёссовидные отложения покрывают около 10% территории НЗ (Eden, Hammond, 2003; Yates et al., 2018). Лёссовые покровы наиболее развиты на низменностях, холмистых предгорных равнинах и террасах в южной части Северного о-ва и на Южном о-ве НЗ к востоку от Южных Альп (Newnham et al., 1999). На востоке Южного о-ва лёссы образуют более или менее сплошной чехол, толщина которого изменяется в широком диапазоне (от 30 см до 7 м и более) при средней мощности около 120 см (Raeside, 1964). В настоящее время лёссы мощностью ≥ 30 см покрывают более 10 тыс. км^2 на Южном о-ве НЗ (рис. 4). На юге равнин Кентерберри, в полосе вдоль восточных подножий Южных Альп и на п-ове Банкс мощность лёссов превышает 3 м (Yates, Fenton, 2019) и местами достигает 20 м (на низменностях, лежащих к югу от Тимару) и даже 40 м (на п-ове Банкс) (Yates et al., 2018). Первоначальное распределение мощностей лёссов трудно оценить, так как их накопление происходило на неровной поверхности, а процессы эрозии и переотложения протекали как одновременно с аккумуляцией, так и после образования каждого слоя.

Подробные исследования лёссовых отложений Южного о-ва НЗ, проведенные Дж. Рисайдом (Raeside, 1964), позволяют проследить основные тенденции в распределении лёссов. Так, их мощности существенно возрастают вблизи долин крупных рек, и, следовательно, важным источником материала для формирования лёссов, залегающих в непосредственной близости от рек восточного побережья Южного о-ва, являлись русловые и пойменные отложения. Кроме того, повышенные мощности лёссов прослеживаются в полосе шириной 10–15 км вдоль побережья острова. На расстоянии более 30 км от обильных источников первично аллювиального алевритового материала мощности лёсса на одном и том же расстоянии от современного побережья более или менее постоянны. На побережье п-ова Банкс на склонах, защищенных от поступления алеврита с запада, из внутренних районов острова, мощность лёссовых отложений местами превышает 7.5 м. Исходя из этого, Дж. Рисайд (Raeside, 1964) пришел к выводу, что важным источником лёссового материала была полоса континентального шельфа, осушавшаяся во время регрессии океана в ледниковую эпоху.

В максимальную стадию последнего оледенения (МИС 2), когда снижение уровня океана составляло около 120 м, береговая линия на юге Кентерберри смещалась примерно на 50 км, а на побережье Отаго — на 30 км (см. рис. 3 и 4). Согласно оценкам Б. Коффман с соавторами, в максимум последнего оледенения площадь равнин

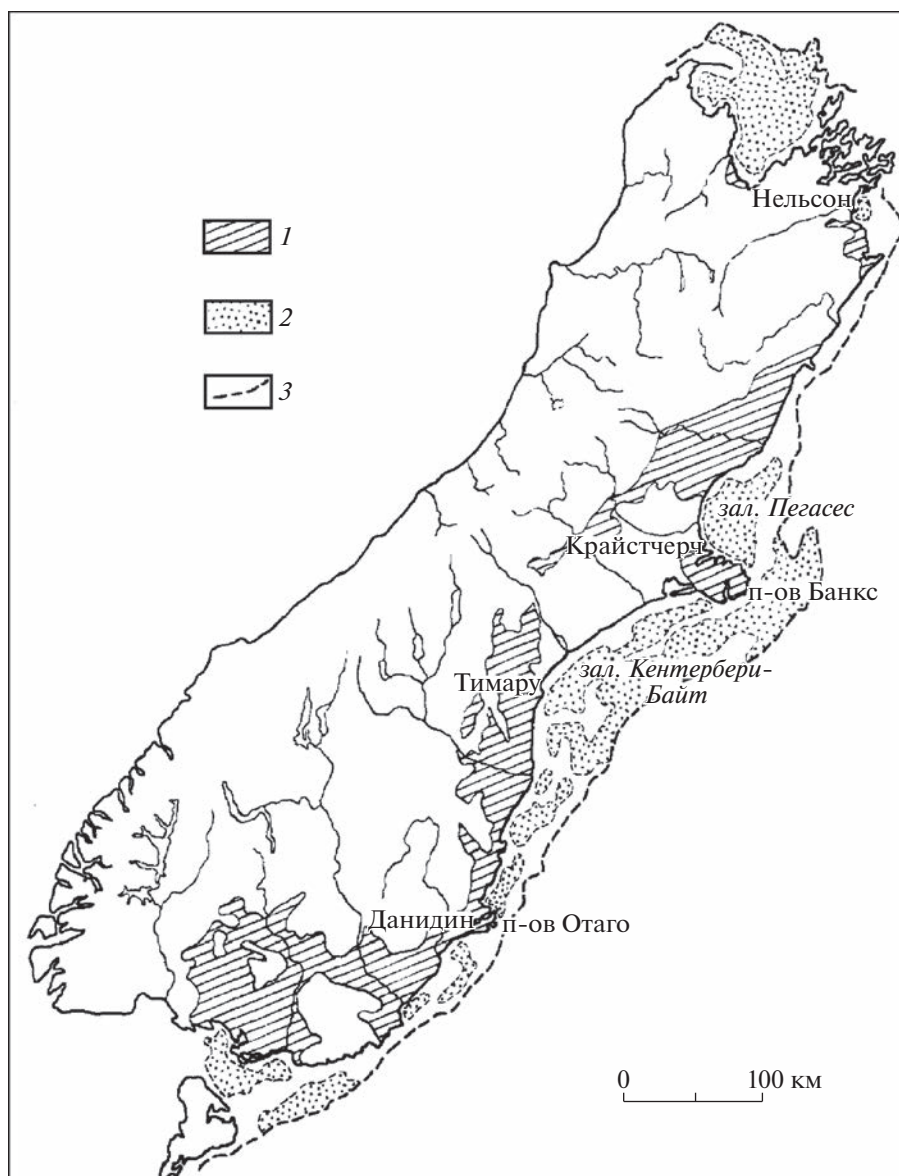


Рис. 4. Распространение лёссов на Южном о-ве Новой Зеландии (по Raeside, 1964). 1 – лёссовый покров мощностью >30 см; 2 – наиболее пологие участки шельфа (с уклоном 2 м/км и меньше); 3 – приблизительная граница осушенного шельфа в максимальную стадию последнего оледенения.

Fig. 4. Distribution of loess in the South Island of New Zealand (after Raeside, 1964). 1 – loess cover >30 cm thick; 2 – the most gentle sections of the shelf with a slope of 2 m/km or less; 3 – approximate boundary of the exposed shelf during the Last Glacial Maximum.

Кентерберри возрастала на 30 тыс. км², т.е. приблизительно в пять раз; в провинции Саутленд и в южном Отаго площадь приморских равнин увеличивалась на 45 тыс. км², т.е. почти в восемь раз (Koffman et al., 2021). На осушенной пологой части шельфа во время регрессии находились продолжения современных меандрирующих и разветвленных русел рек, и их широкие днища с аллювиальными отложениями, слабо закрепленными растительностью, служили обильными источниками алевритового и тонкопесчаного материала

при формировании покрова лёссов на прилегающих низменностях. На современных равнинах Кентерберри в основном находятся верхние, проксимальные части обширных конусов выноса этих перигляциальных рек с более крупными наносами, тогда как дистальные части конусов выноса с более тонкозернистыми наносами в настоящее время лежат ниже уровня моря. В эпоху последнего оледенения они представляли собой важный источник лёссового материала. Возможно, именно этим объясняется тот факт, что для лёссов

позднего пленигляциала в целом характерны более высокое содержание физической глины и меньшая плотность, чем для лёссовидных отложений послеледникового возраста, включая и современные (Raeside, 1964).

Помимо широкого развития лёссонакопления, активизация эоловых процессов в ледниковую эпоху позднего плейстоцена привела к формированию крупных песчаных дюн в ряде прибрежных районов НЗ. Наиболее известны дюны так называемой фазы *копутароа* (Cowie, 1963), расположенные вблизи юго-западного побережья Северного о-ва НЗ в провинции Манавату. В одном из местонахождений в толще дюнных песков был обнаружен прослой торфа, по которому получена ^{14}C -датировка 35000 ± 1700 л. н. (Fleming, 1972). Состав пылицы в торфе свидетельствует о прохладном климате этого времени. Нередко внутри дюн прослеживается горизонт пепла *окотере* с возрастом около 22 тыс. ^{14}C лет. Местами дюнные пески перекрывают характерные слои щебнистых отложений, возраст которых оценивается по геолого-геоморфологическим данным в 18–23 тыс. лет (Fleming, 1972).

Ранее считалось (Cowie, 1963; Fleming, 1972), что эти дюны не могли образоваться путем перевевания пляжевых песков, поскольку уровень моря в максимум оледенения был значительно ниже современного, и полоса пляжей находилась на расстоянии нескольких десятков километров от современного положения дюн фазы *копутароа*. Поэтому и Дж. Коуи, и К. Флеминг считали более вероятным формирование дюн из песчаных частиц, поступавших за счет дефляции из аллювиальных наносов в широких днищах многоорукавых перигляциальных рек во время оледенения *отира*. Особенно быстро этот процесс мог развиваться тогда, когда происходило врезание русел в такие отложения и, как следствие, снижение уровня грунтовых вод и обсыхание рыхлых аллювиальных наносов, почти не закрепленных растительностью.

Тем не менее анализ состава тяжелой минеральной фракции и степени окатанности песчаных зерен из дюн фазы *копутароа*, из современного аллювия и из прибрежно-морских дюн голоценового возраста (Shepherd, 1985) показал, что песок, образующий дюны этой генерации, по крайней мере, частично происходит из морских, а не аллювиальных осадков. Было проведено сравнение трех разновидностей песков: из дюн фазы *копутароа* (как под горизонтом пепла *окотере*, так и над ним); из современного аллювия ближайших рек (Манавату, Охау и Рангитикеи); из голоценовых прибрежных дюн в этом же районе. Сравнение показало, что при довольно значительных вариациях внутри всех трех категорий, пески из современных (голоценовых) береговых

дюн и из дюн *копутароа* очень близки по содержанию тяжелой минеральной фракции, тогда как в аллювиальных песках ее доля значительно ниже (обычно менее 0.5%). Тяжелые минералы в дюнных песках представлены в основном роговой обманкой, гиперстеном и авгитом. Предполагается, что эти минералы происходят из районов Таранги и Центрального Вулканического плато, где они встречаются в изобилии (Shepherd, 1985): тяжелые минералы были вынесены оттуда реками в виде песка и поступили на побережье в районе Хоровенуа с вдольбереговым потоком наносов. Гипотеза о первичном береговом происхождении дюн фазы *копутароа* подтверждается также степенью окатанности песчаных зерен: по этому показателю они почти идентичны современным прибрежным дюнам и резко отличаются от менее окатанных аллювиальных отложений в том же районе (Shepherd, 1985).

Перевевание песков береговых дюн, в свою очередь, служило дополнительным источником алевритового материала для лёссообразования в эпоху последнего оледенения, что подтверждается присутствием фрагментов спикул морских губок в лёссах (Raeside, 1964). Вблизи побережья такие фрагменты более многочисленны, хотя их количество редко превышает несколько штук на тысячу минеральных частиц. По мере удаления от берега количество обломков спикул губок постепенно уменьшается, и на расстоянии свыше 30 км от современной береговой линии они редко встречаются в лёссе. Размеры обломков спикул губок в лёссе также сокращаются с удалением от берега. Так, например, в лёссах на побережье п-ова Отаго длина этих фрагментов достигает 0.25 мм, а на расстоянии около 30 км от берега не превышает 0.08 мм (Raeside, 1964). Некоторые обломки сильно разрушены; вероятно, они подвергались длительному истиранию либо еще на континентальном шельфе, либо при последующей субаэральной переработке морских осадков. Спикулы губок легко растворяются в почвенных растворах и поэтому обычно отсутствуют в почвах, сформированных на лёссах. Их присутствие и распределение в лёссах показывает, что материал, слагающий лёссы позднего пленигляциала, частично происходит из морских отложений (т.е. с осушенного шельфа, пляжей и береговых дюн).

Основные этапы формирования лёссов. Стратиграфические, геоморфологические и тефрохронологические исследования, применение различных методов датирования (термо- и оптико-люминесцентного, палеомагнитного, аминокислотного и др.) и анализ свойств лёссов, несущих потенциальную палеоклиматическую информацию (гранулометрического состава, магнитной восприимчивости, содержания аэрозольного кварца и т.п.), позволяют определить позиции лёссовых горизонтов внутри межледниково-ледникового цикла

и провести их корреляцию со стадиями морской кислородно-изотопной шкалы (Eden et al., 1992; Pillans et al., 1993; Almond, 1996; Almond et al., 2001; и др.). Достоверно установлено (Raeside, 1964; McCraw, 1975; Almond et al., 2020; и др.), что наиболее значительные покровы лёссов в НЗ сформировались в течение последней ледниковой эпохи.

Главный пик аккумуляции богатых кварцем пылеватых наносов австралийского происхождения на Северном о-ве НЗ приходился на поздний пленигляциал — МИС 2 (Alloway et al., 1992). Прослеживается также более ранний максимум активности такого переноса, предположительно сопоставляемый с МИС 4. В теплые фазы климатического макроцикла процессы почвообразования превалировали над процессами лёссонакопления (Palmer, Pillans, 1996). На юге Северного о-ва в пределах последней ледниковой эпохи выделяются три основные фазы лёссонакопления: *пореуа* (80–60 тыс. л. н.), *рата* (40–30 тыс. л. н.) и *охакеа* (25–10 тыс. л. н.) (Shulmeister et al., 2004). По толще лёссов, залегающих на поверхности террас р. Уаирапапа, получена серия дат методом оптически стимулированной люминесценции (ОСЛ): для лёсса *пореуа* возраст составил 75–78 тыс. л. н., для лёсса *рата* — около 30 тыс. л. н. (Formento-Trigilio et al., 2002). Результаты ОСЛ-датирования подтвердили принадлежность лёсса *охакеа* к позднему пленигляциалу (МИС 2) (Wang et al., 1998; и др.). На Южном о-ве НЗ для более древнего горизонта лёсса, соответствующего раннему пленигляциалу (МИС 4), были получены термолюминесцентные датировки в интервале от 70.0 до 73.7 тыс. л. н. (Shulmeister et al., 2004).

Основной, верхний горизонт лёсса *охакеа* (“лёсс 1”) на территории НЗ прослеживается наиболее уверенно, так как в нижней трети этого горизонта залегают слой пепла *окотере* формации *кавакава* (Eden, Froggatt, 1988; Shulmeister et al., 1999; Berger et al., 2001). Тефра *кавакава* представляет собой продукт особенно мощного эксплозивного извержения, которое произошло в вулканической области Таупо 22.6 тыс. ¹⁴С л. н. (около 25 тыс. кал. л. н.) (Froggatt, Lowe, 1990). Эта тефра широко распространена на всей территории НЗ, а также к востоку от архипелага — в глубоководных морских осадках и на о-вах Чатам (Landscape and Quaternary..., 2016). В бассейне р. Уонгануи, протекающей вдоль западной окраины Вулканического плато, пепел *окотере* образует довольно мощный прослой в нижней части горизонта лёсса *охакеа*; он также местами прослеживается в толщах дюнных песков и в переработанном состоянии встречается в аллювиальных отложениях (Cowie, 1964; Pillans et al., 1993). Спорово-пыльцевой анализ осадков, вмещающих пепел *окотере*, показывает, что во время их формирования в этом регионе, расположенном на юго-западе Се-

верного о-ва НЗ, даже вблизи современного уровня моря господствовала безлесная травянисто-кустарниковая растительность, близкая к современным субальпийским сообществам (Pillans et al., 1993).

Таким образом, комплексные исследования лёссовых отложений на территории НЗ позволили выявить следующие основные этапы активизации эоловых процессов: 1) с 75 до 55 тыс. л. н. (более вероятно — с 75 до 60 тыс. л. н.); 2) 45–40 тыс. л. н. (преимущественно на Южном о-ве); 3) этап с пиком около 30 тыс. л. н. (преимущественно на Северном о-ве); 4) этап, включавший в себя весь поздний пленигляциал (МИС 2) и завершившийся 17–12 тыс. кал. л. н. (Alloway et al., 1992; Palmer, Pillans, 1996; Shulmeister et al., 2004) (рис. 2). Развитию процессов лёссонакопления способствовали повышенные скорости ветра и разреженный растительный покров, причем некоторые исследователи считают определяющим именно второй фактор (Shulmeister et al., 2004).

СОВРЕМЕННОЕ ЛЁССООБРАЗОВАНИЕ В НОВОЙ ЗЕЛАНДИИ

Развитие процессов ветровой эрозии в НЗ в настоящее время обусловлено как климатическими, так и почвенными факторами в сочетании с антропогенным воздействием — вырубкой лесов и деградацией растительности в ряде регионов страны вследствие перевыпаса скота и распашки земель. В НЗ широко распространены слабо агрегированные почвы легкого гранулометрического состава (песчаного и алевритового), подверженные быстрому разрушению при интенсивной культивации (Basher, Painter, 1997). В настоящее время ветровая эрозия затрагивает около 5% Северного о-ва НЗ и наиболее интенсивно развивается в трех основных геолого-геоморфологических ситуациях: на подвижных не закрепленных растительностью береговых дюнах на северо-западном и юго-западном побережье (районы Нортленд и Манавапу); в центральной части острова на склонах с покровом вулканического пепла на высотах более 700 м, где растительность разрежена из-за низких температур и часты сильные ветры; на востоке острова в области распространения аргиллитов с покровом лёссов и на аллювиальных террасах с бедными почвами, для которых обычен летний дефицит влаги (Basher, Painter, 1997).

На Южном о-ве ветровая эрозия распространена значительно шире и охватывает приблизительно 20% его площади. Ей наиболее подвержены обширные аллювиальные равнины и склоны с покровом лёссов в сезонно сухих восточных районах острова (Кентерберри, Марлборо, Отаго и Саутленд) с низким общим количеством осадков и сильными ветрами, а также крупные межгор-

ные депрессии и террасы с покровом лёссов, сухие горные склоны и моренные поля во внутренних частях Отаго, Кентерберри и Саутленда со значительным летним дефицитом влаги в почвах (Salter, 1984). Источниками пылеватых частиц служат также морены, озерные и флювиогляциальные отложения в субальпийском и альпийском поясах Южных Альп. В верхнем поясе гор мобилизации пылеватого материала, подготовленного нивальными процессами, способствуют частые переходы температуры через ноль в течение суток и образование в грунте кристаллов льда, разрушающих поверхностную корочку и почвенные агрегаты (Salter, 1984).

Данные наблюдений в долинах рек с многорукавными руслами и обильными наносами, не закрепленными растительностью, показывают, что лёссонакопление в них продолжается и в современных условиях, хотя скорости этого процесса значительно ниже, чем в последнюю ледниковую эпоху. Так, на террасах в долине р. Ракаиа в Кентерберри аккумуляция лёссового материала началась в послеледниковое время (около 15 ± 2 тыс. кал. л. н.) и продолжалась в течение всего голоцена (Berger et al., 1996). Средняя скорость аккумуляции за первую половину голоцена ($11.7\text{--}5.49$ тыс. кал. л. н.) составила здесь 0.22 ± 0.07 мм/год (Berger et al., 1996). В приустьевой области р. Хааст на западном побережье Южного о-ва НЗ на приморских дюнах с возрастом около 6.5 тыс. лет сформировался покров лёссовидных отложений, достигающий наибольшей мощности — до 55 см — вблизи русла реки (Eger et al., 2010). Расчетная скорость накопления этих осадков сокращается по направлению преобладающих юго-западных ветров с 0.05 мм/год до 0.04 мм/год в 200 м от русла р. Хааст и до 0.03–0.02 мм/год на расстоянии 1 км от него (Eger et al., 2010).

Современное формирование лёссовидных отложений происходит главным образом в результате выноса тонких частиц из близлежащих источников, и такие отложения обычно менее однородны по гранулометрическому составу, чем “гляциальные” лёссы НЗ, и содержат меньше алевритовой фракции (Raeside, 1964). На равнинах Кентерберри современная аккумуляция лёссовидных отложений с высоким содержанием фракции тонкозернистого песка наблюдается на расстоянии до 8–10 км от источников выноса тонких частиц (аллювиальных отложений) и большей частью происходит на террасах крупных рек с подветренной (южной) стороны от таких источников. Таким образом, эти современные лёссовидные отложения относятся к категории “флювиальных” лёссов НЗ. Еще одним важным источником мелко- и тонкопесчаного материала в современных условиях является полоса пляжей и береговых дюн, слабо закрепленных растительностью, особенно широкая на северо-западном и

на юго-западном побережье Северного о-ва НЗ. По некоторым оценкам, современная ветровая эрозия в межгорных котловинах Южного о-ва НЗ сравнима по масштабам и значению с водной эрозией почв (McGowan, 1996).

Несмотря на приведенные выше геологические и минералогические данные, которые указывают на большую роль локальных и региональных источников (Raeside, 1964; New Zealand Atlas, 1976), в составе лёссов НЗ, безусловно, присутствует и дальнезаносный материал. Уже в начале прошлого века (Marshall, 1903) было установлено, что пыль из Австралии переносится сильными ветрами в НЗ через Тасманово море. Такая пыль имеет характерный красноватый оттенок, что связано с наличием на поверхности зерен кварца и других минералов пленок окислов, сформировавшихся в условиях аэробного субтропического выветривания (Shulmeister et al., 2004). Ветровой занос пыли из Австралии подтверждается находками пыльцы *Casuarina* в отложениях на территории НЗ, так как эта древесная порода не встречается в НЗ, а на территории Австралии обычна. О дальнезаносном эоловом происхождении осадков свидетельствует присутствие в них глинистых минералов (особенно каолинита) или зерен кварца на таких территориях, где эти минералы не характерны для коренных отложений (например, в районах распространения андезитов и базальтов на Северном о-ве НЗ) (Hesse, 1994). Кварцевые зерна песчаной и алевритовой размерности в глубоководных океанических осадках новозеландского региона за пределами воздействия береговых процессов и выноса аллювия также служат признаком дальнего эолового переноса (Hesse, 1994).

Процесс аккумуляции пыли из Австралии на территории НЗ продолжается и в современных условиях, причем иногда его проявления имеют катастрофический характер. Так, Х. Макгован (McGowan, 1996) приводит данное очевидцем описание выпадения пыли австралийского происхождения, которое произошло на юге НЗ в октябре 1928 г. Житель Уинтона (район Саутленд) сообщил, что днем, около четырех часов, неожиданно стало темно, и послышались мощные раскаты грома. Затем небо приобрело красноватый оттенок, и с него полились потоки грязи. Это продолжалось около 20 мин, после чего пошел обычный дождь, и атмосфера очистилась.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Своеобразие новозеландского региона в отношении развития эоловых процессов в целом и формирования лёссов в частности состоит в преобладании морского гумидного климата при сильных ветрах, характерных для области западного переноса Южного полушария, и в наличии

разнообразных источников частиц алевроитовой фракции, как отдаленных, так и местных, включая вулканический пепел. Тем не менее проведенный анализ палеогеографических и геохронологических данных показал, что в НЗ, как и в других регионах распространения лёссовидных отложений в Южном полушарии, накопление лёссов было связано преимущественно с холодными фазами климатических макроциклов, тогда как в теплые (межледниковые и межстадиальные) фазы превалировали процессы почвообразования (Raeside, 1964; Atlas..., 1992; Palmer, Pillans, 1996; Борисова, 2008; и др.).

Формирование покровов лёссов на территории НЗ в позднем плейстоцене происходило преимущественно в холодные интервалы последней ледниковой эпохи: в раннем пленигляциале (МИС 4), в фазы похолодания внутри длительного интерстадиала МИС 3 и в позднем пленигляциале (МИС 2). Причинами активизации эоловых процессов в новозеландском регионе были сдвиги области Западного переноса в экваториальном направлении при расширении площади морских льдов вокруг Антарктиды; рост скоростей ветров, вызванный увеличением меридионального термического градиента; широкое распространение безлесных (травянистых и кустарниковых) сообществ и низкая сомкнутость растительного покрова в условиях похолодания и сокращения осадков; общая активизация эрозионно/аккумулятивных процессов: формирование береговых дюн, многорукавных речных русел и предгорных конусов выноса с обильными наносами, не закрепленными растительностью; расширение источников алевроитового материала за счет осушения шельфа при регрессии Мирового океана.

По данным комплексных исследований, в позднем плейстоцене на территории НЗ выделяются следующие этапы аккумуляции лёссов: 1) 80 (75)–(60) 55 тыс. л. н.; 2) 45–40 тыс. л. н. на Южном о-ве и 40–30 тыс. л. н. с пиком около 30 тыс. л. н. на Северном о-ве; 3) с 25 до 17–12 тыс. кал. л. н. Основные этапы лёссонакопления в раннем и позднем пленигляциале соответствуют стадиям наибольшего похолодания, реконструированным по изменениям доли дейтерия, и наибольшим содержаниям пыли в ледяном керне со станции Восток в Антарктиде, что демонстрирует их связь с глобальными климатическими изменениями. Продолжительный и сложно построенный этап активизации процессов формирования лёссов в пределах МИС 3, проявившийся сначала на Южном о-ве, а затем и на Северном о-ве, вероятно, в большей степени отражает региональные изменения в соотношении эрозионных и аккумулятивных процессов и развитии оледенения на территории НЗ.

В современных (межледниковых) условиях проявления эоловых процессов в НЗ сосредоточены в основном в пределах геоморфологически активных территорий – в районах распространения широких долин рек с ледниковым питанием, береговых песчаных дюн и на тех территориях, где нарушения растительности и почв оставляют поверхностные слои неконсолидированных отложений доступными для ветровой эрозии (дефляции). В то же время современную ландшафтную обстановку в НЗ нельзя рассматривать как типично межледниковую, несмотря на межледниковые климатические условия, так как широкомасштабное антропогенное воздействие (уничтожение лесов; нарушение сплошности травянистого покрова из-за интенсивного выпаса скота, в особенности овец; распашка склонов с легкими слабо связными почвами и т.п.) в значительной степени сближает современные условия развития эоловых процессов в НЗ с перигляциальными на той же территории. Продолжающееся поступление пыли из Австралии носит эпизодический характер, и его вклад в современную аккумуляцию тонкозернистых наносов в НЗ невелик, как и доля вулканических пеплов, поступающих при небольших извержениях вулканов, расположенных на Центральном Вулканическом плато. В современных условиях в НЗ накопление маломощных лёссовидных отложений происходит главным образом на поверхностях террас в предгорьях за счет выдувания пыли из рыхлых аллювиально-пролювиальных наносов, а также за счет переработки существующих эоловых осадков, включая приморские песчаные дюны и покровы лёссов, в местах наибольших нарушений почвенно-растительного покрова.

БЛАГОДАРНОСТИ

Исследования проведены в рамках темы Государственного задания Института географии РАН № FMGE-2019-0005.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Борисова О.К. (2008). Ландшафтно-климатические изменения в умеренных широтах Северного и Южного полушарий за последние 130 000 лет. М: ГЕОС, 264 с.
- Борисова О.К. (2007). Ледниковая эпоха позднего плейстоцена в умеренных широтах Южного полушария: ландшафтно-климатические особенности и хронология основных событий // Известия РАН. Серия географическая. № 3. С. 96–106.
- Величко А.А., Морозова Т.Д. (2009). Лёссовый покров в позднем плейстоцене // Палеоклиматы и палеоландшафты внетропического пространства Северного полушария. Поздний плейстоцен – голоцен. М.: ГЕОС, 120 с.

- Динамика ландшафтных компонентов и внутренних морских бассейнов Северной Евразии за последние 130000 лет / А.А. Величко. (2002). М.: ГЕОС, 231 с.
- Исаченко А.Г., Шляпников А.А. (1989). Природа мира. Ландшафты. М.: Мысль, 504 с.
- Котляков В.М., Лориус К. (2000). Четыре климатических цикла по данным ледяного керна из глубокой скважины на станции Восток в Антарктиде // Известия РАН. Серия географическая. № 1. С. 7–19.
- Рухин Л.Б. (1969). Основы литологии. Учение об осадочных породах. Л.: Недра, 703 с.
- Alloway B.V., Lowe D.J., Barrell D.J.A. et al. (2007). Towards a climate event stratigraphy for New Zealand over the past 30 000 years (NZ-INTIMATE project) // Journal of Quaternary Science. Vol. 22. P. 9–35. <https://doi.org/10.1002/jqs.1079>
- Alloway B.V., Stewart R.B., Neall V.E., Vucetich C.G. (1992). Climate of the last glaciation in New Zealand, based on aerosolic quartz influx in an andesitic terrain // Quaternary Research. Vol. 38. P. 170–179. [https://doi.org/10.1016/0033-5894\(92\)90054-M](https://doi.org/10.1016/0033-5894(92)90054-M)
- Almond P.C. (1996). Loess, soil stratigraphy and Aokautere Ash on late Pleistocene surfaces in south Westland, New Zealand: interpretation and correlation with the glacial stratigraphy // Quaternary International. Vol. 34–36. P. 163–176. [https://doi.org/10.1016/1040-6182\(95\)00081-X](https://doi.org/10.1016/1040-6182(95)00081-X)
- Almond P.C., Gulyás S., Sümegei P. et al. (2020). Palaeoenvironmental record of the Southern Hemisphere last glacial maximum from the Mount Cass loess section, North Canterbury, Aotearoa/New Zealand // Quaternary Research. Vol. 102. P. 115–129. <https://doi.org/10.1017/qua.2020.95>
- Almond P.C., Moar N.T., Lian O.B. (2001). Reinterpretation of the glacial chronology of South Westland, New Zealand // New Zealand Journal of Geology and Geophysics. Vol. 44. P. 1–15. <https://doi.org/10.1080/00288306.2001.9514917>
- Atlas of paleoclimates and paleoenvironments of the Northern Hemisphere: Late Pleistocene – Holocene (Eds. Frenzel B., Pesci M., Velichko A.A.). (1992). Budapest; Stuttgart; New York: G. Fischer, 146 p.
- Ballance P.F., Williams P.W. (1982). The geomorphology of Auckland and Northland // Landforms of New Zealand (Eds. Basher L.R., Painter D.J.). Auckland: Longman Paul, P. 127–146.
- Berger G.W., Pillans B.J., Tonkin P.J. (2001). Luminescence chronology of loess-paleosol sequences from Canterbury region, South Island, New Zealand // New Zealand Journal of Geology and Geophysics. Vol. 44. P. 501–516. <https://doi.org/10.1080/00288306.2001.9514952>
- Berger G.W., Tonkin P.J., Pillans B.J. (1996). Thermoluminescence dating of loess, Rakaia River, South Island, New Zealand // Quaternary International. Vol. 34–36. P. 177–181. [https://doi.org/10.1016/1040-6182\(95\)00082-8](https://doi.org/10.1016/1040-6182(95)00082-8)
- Chinn T.J.H. (1979). How wet is the wettest of the wet West Coast? // New Zealand Alpine Journal. Vol. 32. P. 85–87.
- Cowie J.D. (1963). Dune-building phases in the Manawatu District, New Zealand // New Zealand Journal of Geology and Geophysics. Vol. 6. P. 268–280. <https://doi.org/10.1080/00288306.1963.10420083>
- Cowie J.D. (1964). Loess in the Manawatu District, New Zealand // New Zealand Journal of Geology and Geophysics. Vol. 7. P. 389–396. <https://doi.org/10.1080/00288306.1964.10420185>
- Denton G.H., Heusser C.J., Lowell T.V. et al. (1999). Interhemispheric linkages of paleoclimate during the last glaciation // Geografiska Annaler. Vol. 81A. Iss. 2. P. 107–153.
- Eden D., Froggatt P.C. (1988). Identification and stratigraphic significance of distal Aokautere Ash in three loess cores from eastern South Island, New Zealand // Loess: its Distribution, Geology and Soils (Eds. Eden D.N., Furkert R.J.). Rotterdam: Balkema, P. 47–58.
- Eden D.N., Hammond A.P. (2003). Dust accumulation in the New Zealand region since the last glacial maximum // Quaternary Science Reviews. Vol. 22 (18–19). P. 2037–2052. [https://doi.org/10.1016/S0277-3791\(03\)00168-9](https://doi.org/10.1016/S0277-3791(03)00168-9)
- Eden D., Froggatt P.C., McIntosh P. (1992). The distribution and composition of volcanic glass in late Quaternary loess deposits of southern South Island, New Zealand // New Zealand Journal of Geology and Geophysics. Vol. 35. P. 69–79. <https://doi.org/10.1080/00288306.1992.9514501>
- Eger A., Almond P.C., Condron L.M. (2010). Quantifying the soil- and ecosystem-rejuvenating effects of loess in a high leaching environment, West Coast, New Zealand // 19th World Congress of Soil Science, Soil Solutions for a Changing World, 1–6 August 2010, Brisbane, Australia. P. 33–36. Published on DVD. <https://www.researchgate.net/publication/267991879>
- Fagg R., Smalley I. (2019). Loess in New Zealand: Observations by Haast, Hutton, Hardcastle, Wild and Speight, 1878–1948 // Quaternary International. Vol. 502 (A). P. 173–178. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2019.01.029>
- Fleming C.A. (1972). The contribution of ^{14}C dates to the Quaternary geology of the 'Golden Coast' western Wellington // Tuatara. Vol. 19. P. 61–69.
- Formento-Trigilio M.L., Burbank D., Nicol A. et al. (2003). River response to an active fold-and-thrust belt in a convergent margin setting, North Island, New Zealand // Geomorphology. Vol. 49. P. 125–152. [https://doi.org/10.1016/S0169-555X\(02\)00167-8](https://doi.org/10.1016/S0169-555X(02)00167-8)
- Froggatt P.C., Lowe D.J. (1990). A review of late Quaternary silicic and some other tephra formations from New Zealand: their stratigraphy, nomenclature, distribution, volume, and age // New Zealand Journal of Geology and Geophysics. Vol. 33. No. 1. P. 89–109. <https://doi.org/10.1080/00288306.1990.10427576>
- Hesse P.P. (1994). The record of continental dust from Australia in Tasman Sea sediments // Quaternary Science Reviews. Vol. 13. P. 257–272. [https://doi.org/10.1016/0277-3791\(94\)90029-9](https://doi.org/10.1016/0277-3791(94)90029-9)
- Heusser L.E., van de Geer G. (1994). Direct correlation of terrestrial and marine paleoclimatic records from four glacial-interglacial cycles – DSDP site 594 SW Pacific //

- Quaternary Science Reviews. Vol. 13: 273–282.
[https://doi.org/10.1016/0277-3791\(94\)90030-2](https://doi.org/10.1016/0277-3791(94)90030-2)
- Imbrie J., Hays J.D., Martinson D.G. et al. (1984). The orbital theory of Pleistocene climate: support from a revised chronology of the marine $\delta^{18}\text{O}$ record // Milankovitch and Climate. Part 1. NATO ASI Series C (Eds. Berger A., Imbrie J., Hays J., Kukla G., and Saltzman B.). Vol. 126. Dordrecht: D. Reidel, P. 269–305.
- Koffman B.G., Goldstein S.L., Winckler G. et al. (2021). New Zealand as a source of mineral dust to the atmosphere and ocean // Quaternary Science Reviews. Vol. 251. 106659.
<https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2020.106659>
- Landscape and Quaternary environmental change in New Zealand (Ed. Shulmeister J.). (2016). Springer: Atlantis Press, 334 p.
- Marra M.J., Smith E.G.C., Shulmeister J., Leschen R. (2004). Late Quaternary climate change in the Awatere Valley, South Island, New Zealand using a sine model with a maximum likelihood envelope on fossil beetle data // Quaternary Science Reviews. Vol. 23. P. 1637–1650.
<https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2004.01.007>
- Marshall P. (1903). Dust storms in New Zealand // Nature. V. 68. P. 223.
<https://doi.org/10.1038/068223a0>
- McCraw J.D. (1975). Quaternary airfall deposits in New Zealand // Royal Society of New Zealand Bulletin. Vol. 13. P. 35–44.
- McGlone M.S. (2001). A late Quaternary pollen record from marine core P69, southeastern North Island, New Zealand // New Zealand Journal of Geology and Geophysics. Vol. 44. P. 69–77.
<https://doi.org/10.1080/00288306.2001.9514923>
- McGlone M.S. (1988). New Zealand // Vegetation History (Eds. Huntley B., Webb III T.). Dordrecht, Boston, London, Kluwer Acad. Publ., P. 557–599.
- McGlone M.S., Salinger M.J., Moar N.T. (1993). Paleovegetation studies of New Zealand since the Last Glacial Maximum // Global climates since the last glacial maximum (Eds. Wright H.E., Kutzbach J.E., Ruddiman W.F.). Minneapolis: Univ. of Minnesota Press, P. 294–317.
- McGowan H.A. (1996). The weather of windblown sediment: Aeolian processes within the New Zealand landscape // Weather and Climate. Vol. 16. № 1. P. 3–16.
<https://doi.org/10.2307/44279890>
- Milne J.D.G., Smalley I.J. (1979). Loess deposits in the southern part of the North Island of New Zealand: an outline stratigraphy // Acta Geologica Academiae Scientiarum Hungaricae. Vol. 22. P. 197–204.
- Nelson C.S., Hendy I.L., Neil H.L. et al. (2000). Last glacial jetting of cold waters through the Subtropical Convergence zone in the Southwest Pacific off eastern New Zealand, and some geological implications // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. Vol. 156. P. 103–121.
[https://doi.org/10.1016/S0031-0182\(99\)00134-0](https://doi.org/10.1016/S0031-0182(99)00134-0)
- New Zealand Atlas (Ed. Wards I.). (1976). Wellington: Government Printer, 292 p.
- Newnham R.M., Lowe D.J., Williams P.W. (1999). Quaternary environmental change in New Zealand: a review // Progress in Physical Geography: Earth and Environment. Vol. 23. P. 567–610.
<https://doi.org/10.1177/030913339902300406>
- Norton D.A., McGlone M.S., Wigley T.M.L. (1986). Quantitative analyses of modern pollen/climate relationships in New Zealand indigenous forests // New Zealand Journal of Botany. Vol. 24. P. 331–342.
<https://doi.org/10.1080/0028825X.1986.10412681>
- Ono Y., Shulmeister J., Lehmkuhl F. et al. (2004). Timings and causes of glacial advances across the PEP-II transect (East-Asia to Antarctica) during the last glaciation cycle // Quaternary International. Vol. 118–119. P. 55–68.
[https://doi.org/10.1016/S1040-6182\(03\)00130-7](https://doi.org/10.1016/S1040-6182(03)00130-7)
- Palmer A.S., Pillans B.J. (1996). Record of climatic fluctuations from ca. 500 ka: loess deposits and paleosols near Wanganui, New Zealand // Quaternary International. Vol. 34–36. P. 155–162.
[https://doi.org/10.1016/1040-6182\(95\)00080-1](https://doi.org/10.1016/1040-6182(95)00080-1)
- Palmer A.S., Vucetich C.G., McGlone M.S., Harper M.A. (1989). Last Glacial loess and Last Glacial vegetation of Wairarapa Valley // New Zealand Journal of Geology and Geophysics. Vol. 32. P. 499–513.
<https://doi.org/10.1080/00288306.1989.10427557>
- Pillans B., McGlone M., Palmer A. et al. (1993). The Last Glacial Maximum in central and southern North Island, New Zealand: a paleoenvironmental reconstruction using the Kawakawa Tephra Formation as a chronostratigraphic marker // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. Vol. 101. P. 283–304.
[https://doi.org/10.1016/0031-0182\(93\)90020-J](https://doi.org/10.1016/0031-0182(93)90020-J)
- Raeside J.D. (1964). Loess deposits of the South Island, New Zealand, and soils formed on them // New Zealand Journal of Geology and Geophysics. Vol. 7. № 4. P. 811–838.
<https://doi.org/10.1080/00288306.1964.10428132>
- Salter R.T. (1984). Wind erosion // Natural Hazards in New Zealand (Compilers Speden I., Crozier M.J.). Wellington, New Zealand National Commission for Unesco, P. 206–248.
- Shepherd M.J. (1985). The origin of the Koputaroa dunes, Horowhenua, New Zealand // New Zealand Journal of Geology and Geophysics. Vol. 28. P. 323–327.
<https://doi.org/10.1080/00288306.1985.10422230>
- Shulmeister J., Goodwin I., Renwick J. et al. (2004). The Southern Hemisphere westerlies in the Australasian sector over the last glacial cycle: a synthesis // Quaternary International. Vol. 118–119. P. 23–53.
[https://doi.org/10.1016/S1040-6182\(03\)00129-0](https://doi.org/10.1016/S1040-6182(03)00129-0)
- Shulmeister J., Soons J.M., Berger G.W. et al. (1999). Environmental and sea level history of Banks Peninsula (Canterbury, New Zealand) through three glaciation-interglaciation cycles // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. Vol. 152. P. 101–127.
[https://doi.org/10.1016/S0031-0182\(99\)00035-8](https://doi.org/10.1016/S0031-0182(99)00035-8)
- Smalley I. (1995). Making the material: the formation of silt-sized primary mineral particles for loess deposits // Quaternary Science Reviews. Vol. 14. P. 645–651.
[https://doi.org/10.1016/0277-3791\(95\)00046-1](https://doi.org/10.1016/0277-3791(95)00046-1)

- Wang N., Lian O.B., Grapes R. (1998). Optical dating tests of loess, Southern North Island, New Zealand // Geological Society of New Zealand Miscellaneous Publication. Vol. 101A. 240 p.
- Williams P.W. (1991). Tectonic geomorphology, uplift rates and geomorphic response in New Zealand // Catena. Vol. 18. P. 439–452.
[https://doi.org/10.1016/0341-8162\(91\)90048-3](https://doi.org/10.1016/0341-8162(91)90048-3)
- Wind erosion in New Zealand. (1997). Proceedings of the International Symposium on Wind Erosion, Manhattan, Kansas, 3–5 June 1997. Manhattan: USDA-ARS. <http://www.weru.ksu.edu/symposium/proceed.htm>.
- Wu Y., Roberts A.P., Grant K.M. et al. (2021). Climatically modulated dust inputs from New Zealand to the Southwest Pacific sector of the Southern Ocean over the last 410 kyr // *Paleoceanography and Paleoclimatology*. Vol. 36 (5). e2020PA003949.
<https://doi.org/10.1029/2020PA003949>
- Yates K., Fenton C. (2018). Preliminary investigation of the soil-water characteristics of loess soils in Canterbury, New Zealand // *Proceedings IAEG/AEG Annual Meeting, San Francisco, California*, Vol. 6. Springer, 2019.
https://doi.org/10.1007/978-3-319-93142-5_9
- Yates K., Fenton C.H., Bell D.H. (2018). A review of the geotechnical characteristics of loess and loess-derived soils from Canterbury, South Island, New Zealand // *Engineering Geology*. Vol. 236. P. 11–21.
<https://doi.org/10.1016/j.enggeo.2017.08.001>

LOESS FORMATION IN NEW ZEALAND DURING THE LAST GLACIAL EPOCH AND UNDER MODERN CONDITIONS¹

O. K. Borisova^{a, #}

^a Institute of Geography RAS, Moscow, Russia

[#] E-mail: olgakborisova@gmail.com

The main territories for the development of Late Pleistocene loess are located in the inland regions of the Northern Hemisphere, so the very existence of loess in New Zealand, a region with a temperate maritime climate, is of undoubted scientific interest. The analysis of geological, geomorphological, paleogeographical and geochronological data on the distribution, structure and formation conditions of loess in New Zealand in the Late Pleistocene has been carried out. The study showed that in New Zealand, as in other regions of the temperate latitudes of the Southern Hemisphere, the accumulation of loess occurred mainly in the cold phases of the last climatic macrocycle: in the Early Pleniglacial, 80 (75)–(60) 55 ka BP; (2) during cooling within MIS 3, 45–40 ka BP on the South Island and 40–30 ka BP, with a peak of about 30 ka BP, on the North Island; (3) in the Late Pleniglacial, from 25 to 17–12 cal ka BP. Comparison of these stages with the Antarctica ice cores data shows their close relationship with global climate change. The article reviews data on the current conditions for the development of eolian processes and the formation of loess-like deposits in New Zealand. In contemporary conditions, eolian processes in New Zealand are concentrated within geomorphologically active territories, e. g. in river valleys with glacier feeding and an abundance of loose sediments, in areas with widespread coastal sand dunes, and in those territories where vegetation and soil disturbances promote wind erosion of the surface layers of unconsolidated sediments. Large-scale anthropogenic impact (destruction of forests, disruption of the herbaceous cover due to intensive grazing of livestock, especially sheep, ploughing of slopes on light weakly cohesive soils, etc.) to some extent makes the present interglacial conditions for the development of eolian processes in New Zealand similar to periglacial ones.

Keywords: North Island, South Island, “ash”, “fluvial” and “glacial” loesses, contemporary eolian processes

ACKNOWLEDGMENTS

This research was funded by the State Task no. FMGE-2019-0005 of the Institute of Geography RAS.

REFERENCES

- Alloway B.V., Lowe D.J., Barrell D.J.A. et al. (2007). Towards a climate event stratigraphy for New Zealand over the past 30000 years (NZ-INTIMATE project). *Journal of Quaternary Science*. Vol. 22. P. 9–35.
<https://doi.org/10.1002/jqs.1079>
- Alloway B.V., Stewart R.B., Neall V.E., Vucetich C.G. (1992). Climate of the last glaciation in New Zealand, based on aerosolic quartz influx in an andesitic terrain. *Quaternary Research*. Vol. 38. P. 170–179.
[http://doi.org/10.1016/0033-5894\(92\)90054-M](http://doi.org/10.1016/0033-5894(92)90054-M)

¹ For citation: Borisova O.K. (2023). Loess formation in New Zealand during the last glacial epoch and under modern conditions. *Geomorfologiya i Paleogeografiya*. Vol. 54. No. 2. P. 61–79 (in Russian). <https://doi.org/10.31857/S2949178923020032>; <https://elibrary.ru/EAAVMR>

- Almond P.C. (1996). Loess, soil stratigraphy and Aokautere Ash on late Pleistocene surfaces in south Westland, New Zealand: interpretation and correlation with the glacial stratigraphy. *Quaternary International*. Vol. 34–36. P. 163–176. [http://doi.org/10.1016/1040-6182\(95\)00081-X](http://doi.org/10.1016/1040-6182(95)00081-X)
- Almond P.C., Gulyás S., Sümegi P. et al. (2020). Palaeoenvironmental record of the Southern Hemisphere last glacial maximum from the Mount Cass loess section, North Canterbury, Aotearoa/New Zealand. *Quaternary Research*. Vol. 102. P. 115–129. <https://doi.org/10.1017/qua.2020.95>
- Almond P.C., Moar N.T., Lian O.B. (2001). Reinterpretation of the glacial chronology of South Westland, New Zealand. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*. Vol. 44. P. 1–15. <https://doi.org/10.1080/00288306.2001.9514917>
- Ballance P.F., Williams P.W. (1982). The geomorphology of Auckland and Northland. *Landforms of New Zealand* (Eds. Basher L.R., Painter D.J.). Auckland: Longman Paul, P. 127–146.
- Berger G.W., Pillans B.J., Tonkin P.J. (2001). Luminescence chronology of loess-paleosol sequences from Canterbury region, South Island, New Zealand. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*. Vol. 44. P. 501–516. <http://doi.org/10.1080/00288306.2001.9514952>
- Berger G.W., Tonkin P.J., Pillans B.J. (1996). Thermoluminescence dating of loess, Rakaia River, South Island, New Zealand. *Quaternary International*. Vol. 34–36. P. 177–181. [http://doi.org/10.1016/1040-6182\(95\)00082-8](http://doi.org/10.1016/1040-6182(95)00082-8)
- Borisova O.K. (2008). *Landshaftno-klimaticheskie izmeneniya v umerennykh shirotakh Severnogo i Yuzhnogo polusharii za poslednie 130 000 let* (Landscape and climatic changes in the temperate latitudes of the Northern and Southern Hemispheres over the past 130,000 years). Moscow: GEOS (Publ.), 264 p. (in Russ.)
- Borisova O.K. (2007). Late Pleistocene glacial epoch in the temperate latitudes of the Southern Hemisphere: landscape and climatic features and chronology of the main events. *Izvestiya RAN. Seriya geograficheskaya*. No. 3. P. 96–106. (in Russ.)
- Chinn T.J.H. (1979). How wet is the wettest of the wet West Coast? *New Zealand Alpine Journal*. Vol. 32. P. 85–87.
- Cowie J.D. (1963). Dune-building phases in the Manawatu District, New Zealand. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*. Vol. 6. P. 268–280. <http://doi.org/10.1080/00288306.1963.10420083>
- Cowie J.D. (1964). Loess in the Manawatu District, New Zealand. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*. Vol. 7. P. 389–396. <http://doi.org/10.1080/00288306.1964.10420185>
- Denton G.H., Heusser C.J., Lowell T.V. et al. (1999). Inter-hemispheric linkages of paleoclimate during the last glaciation. *Geografiska Annaler*. Vol. 81A. Iss. 2. P. 107–153.
- Eden D., Froggatt P.C. (1988). Identification and stratigraphic significance of distal Aokautere Ash in three loess cores from eastern South Island, New Zealand. *Loess: its Distribution, Geology and Soils* (Eds. Eden D.N., Furrkert R.J.). Rotterdam: Balkema, P. 47–58.
- Eden D., Froggatt P.C., McIntoch P. (1992). The distribution and composition of volcanic glass in late Quaternary loess deposits of southern South Island, New Zealand. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*. Vol. 35. P. 69–79. <http://doi.org/10.1080/00288306.1992.9514501>
- Eden D.N., Hammond A.P. (2003). Dust accumulation in the New Zealand region since the last glacial maximum. *Quaternary Science Reviews*. Vol. 22 (18–19). P. 2037–2052. [https://doi.org/10.1016/S0277-3791\(03\)00168-9](https://doi.org/10.1016/S0277-3791(03)00168-9)
- Eger A., Almond P.C., Condron L.M. (2010). Quantifying the soil- and ecosystem-rejuvenating effects of loess in a high leaching environment, West Coast, New Zealand. *19th World Congress of Soil Science, Soil Solutions for a Changing World, 1–6 August 2010, Brisbane, Australia*. P. 33–36. Published on DVD. <https://www.researchgate.net/publication/267991879>
- Fagg R., Smalley I. (2019). Loess in New Zealand: Observations by Haast, Hutton, Hardcastle, Wild and Speight, 1878–1948. *Quaternary International*. Vol. 502 (A). P. 173–178. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2019.01.029>
- Fleming C.A. (1972). The contribution of ^{14}C dates to the Quaternary geology of the ‘Golden Coast’ western Wellington. *Tuatara*. Vol. 19. P. 61–69.
- Formento-Trigilio M.L., Burbank D., Nicol A. et al. (2003). River response to an active fold-and-thrust belt in a convergent margin setting, North Island, New Zealand. *Geomorphology*. Vol. 49. P. 125–152. [http://doi.org/10.1016/S0169-555X\(02\)00167-8](http://doi.org/10.1016/S0169-555X(02)00167-8)
- Frenzel B., Pesci M., Velichko A.A. (Eds.). (1992). Atlas of paleoclimates and paleoenvironments of the Northern Hemisphere: Late Pleistocene – Holocene. Budapest; Stuttgart; New York: G. Fischer, 146 p.
- Froggatt P.C., Lowe D.J. (1990). A review of late Quaternary silicic and some other tephra formations from New Zealand: their stratigraphy, nomenclature, distribution, volume, and age. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*. Vol. 33. No. 1. P. 89–109. <http://doi.org/10.1080/00288306.1990.10427576>
- Hesse P.P. (1994). The record of continental dust from Australia in Tasman Sea sediments. *Quaternary Science Reviews*. Vol. 13. P. 257–272. [http://doi.org/10.1016/0277-3791\(94\)90029-9](http://doi.org/10.1016/0277-3791(94)90029-9)
- Heusser L.E., van de Geer G. (1994). Direct correlation of terrestrial and marine paleoclimatic records from four glacial-interglacial cycles – DSDP site 594 SW Pacific. *Quaternary Science Reviews*. Vol. 13: 273–282. [http://doi.org/10.1016/0277-3791\(94\)90030-2](http://doi.org/10.1016/0277-3791(94)90030-2)
- Imbrie J., Hays J.D., Martinson D.G. et al. (1984). The orbital theory of Pleistocene climate: support from a revised chronology of the marine $\delta^{18}\text{O}$ record. *Milankovitch and Climate. Part 1. NATO ASI Series C* (Eds. Berger A., Imbrie J., Hays J. et al.). Vol. 126. Dordrecht: D. Reidel, P. 269–305.
- Isachenko A.G., Shlyapnikov A.A. (1989). *Priroda mira. Landshafty* (The nature of the world. Landscapes.). M.: Mysl’ (Publ.), 504 p.
- Koffman B.G., Goldstein S.L., Winckler G. et al. (2021). New Zealand as a source of mineral dust to the atmosphere and ocean. *Quaternary Science Reviews*.

- Vol. 251. 106659.
<http://dx.doi.org/10.1016/j.quascirev.2020.106659>
- Kotlyakov V.M., Lorus K. (2000). Four climatic cycles according to ice core data from a deep well at Vostok station in Antarctica. *Izvestiya RAN. Seriya geograficheskaya*. No. 1. P. 7–19. (in Russ.)
- Marra M.J., Smith E.G.C., Shulmeister J., Leschen R. (2004). Late Quaternary climate change in the Awatere Valley, South Island, New Zealand using a sine model with a maximum likelihood envelope on fossil beetle data. *Quaternary Science Reviews*. Vol. 23. P. 1637–1650. <http://doi.org/10.1016/j.quascirev.2004.01.007>
- Marshall P. (1903). Dust storms in New Zealand. *Nature*. Vol. 68. P. 223. <http://doi.org/10.1038/068223a0>
- McCraw J.D. (1975). Quaternary airfall deposits in New Zealand. *Royal Society of New Zealand Bulletin*. Vol. 13. P. 35–44.
- McGlone M.S. (2001). A late Quaternary pollen record from marine core P69, southeastern North Island, New Zealand. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*. Vol. 44. P. 69–77.
<http://doi.org/10.1080/00288306.2001.9514923>
- McGlone M.S. (1988). New Zealand. *Vegetation History* (Eds. Huntley B., Webb III T.). Dordrecht, Boston, London, Kluwer Acad. Publ., P. 557–599.
- McGlone M.S., Salinger M.J., Moar N.T. (1993). Paleovegetation studies of New Zealand since the Last Glacial Maximum. *Global climates since the last glacial maximum* (Eds. Wright H.E., Kutzbach J.E., Ruddiman W.F., Street-Perrott F.A., and Bartlein P.J.). Minneapolis: Univ. of Minnesota Press, P. 294–317.
- McGowan H.A. (1996). The weather of windblown sediment: Aeolian processes within the New Zealand landscape. *Weather and Climate*. Vol. 16. No. 1. P. 3–16.
<http://doi.org/10.2307/44279890>
- Milne J.D.G., Smalley I.J. (1979). Loess deposits in the southern part of the North Island of New Zealand: an outline stratigraphy. *Acta Geologica Academiae Scientiarum Hungaricae*. Vol. 22. P. 197–204.
- Nelson C.S., Hendy I.L., Neil H.L. et al. (2000). Last glacial jetting of cold waters through the Subtropical Convergence zone in the Southwest Pacific off eastern New Zealand, and some geological implications. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. Vol. 156. P. 103–121.
[http://doi.org/10.1016/S0031-0182\(99\)00134-0](http://doi.org/10.1016/S0031-0182(99)00134-0)
- Newnham R.M., Lowe D.J., Williams P.W. (1999). Quaternary environmental change in New Zealand: a review. *Progress in Physical Geography: Earth and Environment*. Vol. 23. P. 567–610.
<http://doi.org/10.1177/030913339902300406>
- Norton D.A., McGlone M.S., Wigley T.M.L. (1986). Quantitative analyses of modern pollen/climate relationships in New Zealand indigenous forests. *New Zealand Journal of Botany*. Vol. 24. P. 331–342.
<http://doi.org/10.1080/0028825X.1986.10412681>
- Ono Y., Shulmeister J., Lehmkuhl F. et al. (2004). Timings and causes of glacial advances across the PEP-II transect (East-Asia to Antarctica) during the last glaciation cycle. *Quaternary International*. Vol. 118–119. P. 55–68. [http://doi.org/10.1016/S1040-6182\(03\)00130-7](http://doi.org/10.1016/S1040-6182(03)00130-7)
- Palmer A.S., Pillans B.J. (1996). Record of climatic fluctuations from ca. 500 ka: loess deposits and paleosols near Wanganui, New Zealand. *Quaternary International*. Vol. 34–36. P. 155–162. [http://doi.org/10.1016/1040-6182\(95\)00080-1](http://doi.org/10.1016/1040-6182(95)00080-1)
- Palmer A.S., Vucetich C.G., McGlone M.S., Harper M.A. (1989). Last Glacial loess and Last Glacial vegetation of Wairarapa Valley. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*. Vol. 32. P. 499–513.
<http://doi.org/10.1080/00288306.1989.10427557>
- Pillans B., McGlone M., Palmer A. et al. (1993). The Last Glacial Maximum in central and southern North Island, New Zealand: a paleoenvironmental reconstruction using the Kawakawa Tephra Formation as a chronostratigraphic marker. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. Vol. 101. P. 283–304.
[http://doi.org/10.1016/0031-0182\(93\)90020-J](http://doi.org/10.1016/0031-0182(93)90020-J)
- Raeside J.D. (1964). Loess deposits of the South Island, New Zealand, and soils formed on them. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*. Vol. 7. No. 4. P. 811–838. <http://doi.org/10.1080/00288306.1964.10428132>
- Rukhin L.B. (1969). *Osnovy litologii. Uchenie ob osadochnykh porodakh* (Fundamentals of lithology. The doctrine of sedimentary rocks). Leningrad: Nedra (Publ.), 703 p. (in Russ.)
- Salter R.T. (1984). Wind erosion. *Natural Hazards in New Zealand* (Compilers I. Speden, M.J. Crozier). Wellington, New Zealand National Commission for Unesco, P. 206–248.
- Shepherd M.J. (1985). The origin of the Koputaroa dunes, Horowhenua, New Zealand. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*. Vol. 28. P. 323–327.
<http://doi.org/10.1080/00288306.1985.10422230>
- Shulmeister J. (Ed.). (2016). *Landscape and Quaternary environmental change in New Zealand*. Springer: Atlantis Press, 334 p.
- Shulmeister J., Goodwin I., Renwick J. et al. (2004). The Southern Hemisphere westerlies in the Australasian sector over the last glacial cycle: a synthesis. *Quaternary International*. Vol. 118–119. P. 23–53.
[http://doi.org/10.1016/S1040-6182\(03\)00129-0](http://doi.org/10.1016/S1040-6182(03)00129-0)
- Shulmeister J., Soons J.M., Berger G.W. et al. (1999). Environmental and sea level history of Banks Peninsula (Canterbury, New Zealand) through three glaciation-interglaciation cycles. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. Vol. 152. P. 101–127.
[http://doi.org/10.1016/S0031-0182\(99\)00035-8](http://doi.org/10.1016/S0031-0182(99)00035-8)
- Smalley I. (1995). Making the material: the formation of silt-sized primary mineral particles for loess deposits. *Quaternary Science Reviews*. Vol. 14. P. 645–651.
[http://doi.org/10.1016/0277-3791\(95\)00046-1](http://doi.org/10.1016/0277-3791(95)00046-1)
- Velichko A.A. (Ed.). (2002). *Dinamika landshaftnykh komponentov i vnutrennikh morskikh basseinov Severnoi Evrazii za poslednie 130000 let* (Dynamics of Landscape Components and Inland Marine Basins of Northern Eurasia over the Last 130,000 Years). Moscow: GEOS (Publ.), 232 p. (in Russ.)
- Velichko A.A., Morozova T.D. (2009). Loess cover in the late Pleistocene. *Paleoklimaty i paleolandshafty vnetropicheskogo prostranstva Severnogo polushariya. Pozd-*

- nii pleistotsen — golotsen*. Moscow: GEOS (Publ.), 120 p. (in Russ.)
- Wang N., Lian O.B., Grapes R. (1998). Optical dating tests of loess, Southern North Island, New Zealand. *Geological Society of New Zealand Miscellaneous Publication*. Vol. 101A. 240 p.
- Wards I. (Ed.). (1976). *New Zealand Atlas*. Wellington: Government Printer, 292 p.
- Williams P.W. (1991). Tectonic geomorphology, uplift rates and geomorphic response in New Zealand. *Catena*. Vol. 18. P. 439–452.
[http://doi.org/10.1016/0341-8162\(91\)90048-3](http://doi.org/10.1016/0341-8162(91)90048-3)
- Wind erosion in New Zealand. (1997). Proceedings of the International Symposium on Wind Erosion, Manhattan, Kansas, 3–5 June 1997. Manhattan: USDA-ARS, <http://www.weru.ksu.edu/symposium/proceed.htm>.
- Wu Y., Roberts A.P., Grant K.M. et al. (2021). Climatically modulated dust inputs from New Zealand to the Southwest Pacific sector of the Southern Ocean over the last 410 kyr. *Paleoceanography and Paleoclimatology*. Vol. 36 (5). e2020PA003949.
<https://doi.org/10.1029/2020PA003949>
- Yates K., Fenton C. (2018). Preliminary investigation of the soil-water characteristics of loess soils in Canterbury, New Zealand. *Proceedings IAEG/AEG Annual Meeting, San Francisco, California*. Vol. 6. Springer, 2019.
https://doi.org/10.1007/978-3-319-93142-5_9
- Yates K., Fenton C.H., Bell D.H. (2018). A review of the geotechnical characteristics of loess and loess-derived soils from Canterbury, South Island, New Zealand. *Engineering Geology*. Vol. 236. P. 11–21.
<https://doi.org/10.1016/j.enggeo.2017.08.001>

УДК 551.435.43 (476.5)

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И ЭТАПЫ ФОРМИРОВАНИЯ ЛЕДНИКОВОГО РЕЛЬЕФА ГОРОДОКСКОЙ ВОЗВЫШЕННОСТИ (СЕВЕРО-ВОСТОК БЕЛАРУСИ)[#]

© 2023 г. А. А. Вашков^{1,*}

¹ Геологический институт Кольского научного центра РАН, Апатиты, Россия

*e-mail: avashkov@mail.ru

Поступила в редакцию 27.05.2022 г.

После доработки 09.10.2022 г.

Принята к публикации 10.11.2022 г.

В результате первого комплексного исследования строения и морфологии ледникового рельефа Городокской возвышенности, расположенной на северо-востоке Беларуси, проводившегося с использованием литолого-стратиграфического, петрографического и морфометрического методов, установлено, что образование возвышенности предопределено поднятием в кровле пород верхнего девона. Это поднятие дочетвертичной поверхности надстраивают среднеплейстоценовые ледниковые отложения, содержащие гляциодислокации и отторженцы. Наличие такого поднятия привело к формированию возвышенности в ледораздельной зоне между чудским и ладожским ледниковыми потоками последнего оледенения. В результате во время максимального распространения последнего ледникового покрова в центре возвышенности начало формироваться моренное плато с камами. Во время лепельской фазы (18–20 тысяч календарных лет назад (тыс. кал. л. н.), едровская в России, грудаская в Литве и познаньская в Польше) от периферии к моренному плато продвигались лопасти чудского и ладожского ледниковых потоков. Всего произошло шесть выраженных осцилляций ледникового края, в результате которых были образованы цепочки холмистого и грядового конечно-моренного рельефа. Позже, во время brasлавской фазы (16–18 тыс. кал. л. н., вепсовская в России, балтия в Литве и померанская в Польше), был сформирован холмистый конечно-моренный рельеф на северо-западном и северо-восточном склонах возвышенности. В это же время в результате таяния льда были образованы крупные ложбины стока, пересекающие возвышенность в меридиональном направлении. Результаты исследования имеют значение для рационального проведения геолого-съёмочных и поисковых работ на минеральное строительное сырьё в пределах ледораздельных зон последнего оледенения.

Ключевые слова: Скандинавский ледниковый покров, последнее оледенение, гляциальный рельеф, морены, гляциодислокации, Белорусское Поозерье

DOI: 10.31857/S2949178923010127, **EDN:** GROWRU

ВВЕДЕНИЕ

На стыке разных потоков Скандинавского ледникового покрова расположены сложно построенные возвышенности, представленные в рельефе за счет наложения друг на друга разновозрастных ледниковых горизонтов (Исаченков, Тартарников, 1972; Аболтиньш и др., 1988; Матвеев, 1993; Kalm, 2012; Astakhov et al., 2016). Изучение геологического строения и морфологии рельефа таких макроформ позволяет определить характер процессов ледникового морфогенеза в плейсто-

цене, направления движения ледников, ход деградации ледниковых покровов, степень влияния дочетвертичного рельефа на динамику ледников. Исследование ледораздельных макроформ позволяет рационально вести геологическую, инженерно-геологическую съёмку территории, а также поисково-разведочные работы на строительные пески, песчано-гравийные смеси и глинистое сырьё.

На территории Белорусского Поозерья к ледораздельным макроформам Скандинавского ледникового покрова относится Городокская возвышенность, формирование которой завершилось во время последнего (поозерского) оледенения Европы около 16–20 тыс. кал. л. н. В существующей классификации рельефа Белорусского Поозерья возвышенность относится к краевым мак-

[#] Ссылка для цитирования: Вашков А.А. (2023). Геологическое строение и этапы формирования ледникового рельефа Городокской возвышенности (северо-восток Беларуси) // Геоморфология и палеогеография. Т. 54. № 2. С. 80–96. <https://doi.org/10.31857/S2949178923010127>; <https://elibrary.ru/GROWRU>

роформам с моренными ледораздельными (угловыми) массивами в ее центральной части (Санько, 1987; Матвеев, 1993; Karabanov, Matveev, 2011). В то же время наличие в основании возвышенности выступа коренных пород, концентрическое распределение мезоформ ледникового рельефа сближают ее с островными макроформами (Исаченков, Татарников, 1972; Аболтиньш и др., 1988; Исаченков, 1988; Аболтиньш, 1989).

Гляциоморфологическое положение Городокской возвышенности обсуждалось начиная со времени создания первой карты четвертичных образований региона, на которой она была показана как платообразная форма с холмистым рельефом и сопоставлялась со Свентянской грядой (Миссуна, 1901). По мере накопления геологических данных по строению дочетвертичной поверхности и четвертичной толщи, возвышенность стали относить к ледораздельной зоне максимальной (бологовско-едровской) стадии валдайского оледенения (Фаустова, 1973; Чеботарева, Макарычева, 1974). Была установлена связь пространственного расположения возвышенности с поднятием поверхности девонских пород (Гурский, Левицкая, 1975; Нечипоренко, 1989). Активно обсуждалась роль дочетвертичного рельефа в заложении ледораздельных возвышенностей, которые были подразделены на цокольные, цокольно-аккумулятивные и аккумулятивные (Исаченков, Татарников, 1972; Маккавеев, 1972; Аболтиньш и др., 1988; Исаченков, 1988). Влияние дочетвертичного поднятия на заложение Городокской возвышенности считалось незначительным (Маккавеев, 1972; Исаченков, 1988). При этом было установлено ярусное положение форм рельефа, характерное для ледораздельных макроформ — сочетание платообразной центральной части с камами, звонцами и холмистым и грядовым рельефом на периферии (Исаченков, Татарников, 1972; Аболтиньш и др., 1988).

Анализ разрезов буровых скважин на Городокской возвышенности и их корреляция с геологическими разрезами на прилегающих равнинах позволили разделить четвертичные отложения северо-востока Беларуси на четыре ледниковых горизонта, соответствующие морским изотопным стадиям (МИС) 16, МИС 8, МИС 6 и МИС 2 (Санько, 1987; Карабанов и др., 2009). Эти результаты были получены преимущественно на основе споро-пыльцевого анализа разрезов муравинского (микулинского) и александрийского (лихвинского) межледниковий, расположенных на прилегающей равнине. Однако точное определение возраста ледниковых горизонтов в пределах самой возвышенности было осложнено значительной деформацией отложений и отсутствием опорных разрезов, содержащих межледниковые осадки. Также одним из дискуссионных вопросов является определение этапов формирования лед-

никового рельефа во время последнего оледенения. Такие исследования затруднены в связи с отсутствием на территории возвышенности данных по абсолютному датированию четвертичных отложений. Радиоуглеродные датировки имеются только на прилегающих равнинах, где они отобраны из речных и озерных отложений, залегающих под верхней толщей морены. Данные отложения в разрезах Дричалуки и Шапурово имеют возраст 17.7–23.6 радиоуглеродных (^{14}C) тыс. л. н. (Арсланов и др., 1971; Санько, 1987). Освобождение района работ ото льда началось около 19 тыс. кал. л. н. (разрез Слобода Двинская), а около 14.5–16 тыс. кал. л. н. на территории Белорусского Поозерья началась аккумуляция озерных отложений (разрезы Освея, Нарочь и др.) (Зерницкая и др., 2020). В связи с этим существующие палеогеографические реконструкции для Городокской возвышенности были основаны преимущественно на морфологическом анализе рельефа и на его корреляции с соседними формами рельефа. Согласно этим реконструкциям, формирование возвышенности было связано или с лепельской фазой (едровской в России, грудаской в Литве и познаньской в Польше) (Санько, 1987; Исаченков, 1988), или с более молодой браславской фазой (вепсовской в России, балтия в Литве и померанской в Польше) (Матвеев, 1993; Karabanov, Matveev, 2011).

РАЙОН РАБОТ

Городокская возвышенность имеет овальную форму и вытянута с СВ на ЮЮЗ на 55 км, с запада на восток — на 45 км. Ее высшая точка расположена в центральной части возвышенности (264 м над у. м.). Преобладающие абсолютные высоты поверхности составляют 195–210 м над у. м.

Над прилегающими территориями возвышенность приподнята на 40–120 м. В данной работе граница возвышенности проведена по выклиниванию гляциодислокаций в морене поозерского (осташковского) горизонта, которая примерно совпадает с изогипсой 170 м над у. м. Возвышенность находится на южном окончании полосы ледораздельных (островных) макроформ, на границе между чудским и ладожским ледниковыми потоками последнего ледникового покрова. На юге Городокская возвышенность граничит с Витебской возвышенностью, на юго-западе — с Шумилинской моренной равниной. Западный ее склон обращен к Полоцкой озерно-ледниковой низине, а восточный и юго-восточный склоны — к Суражской озерно-ледниковой равнине. К северу от возвышенности находятся Ордовская моренная равнина, Невельская краевая ледниковая гряда и Верхне-Ловатская низина (рис. 1).

МЕТОДИКА РАБОТ

Полевые работы проводились в 2009–2012 гг. отрядом Белорусского государственного университета под руководством автора этой статьи. В ходе полевых и камеральных исследований применялся комплекс геологических и геоморфологических методов. Геоморфологические методы заключались в определении морфологических и морфометрических параметров отдельных ледниковых форм рельефа. Морфометрический анализ рельефа проводился для всей возвышенности и прилегающей территории на участке площадью 3200 км² с использованием крупномасштабных топографических карт. В каждом квадрате площадью 1 км² определялось количество попадающих в него отдельных вершин, средняя высота, длина, крутизна склонов, вертикальная расчлененность рельефа, вычислялся коэффициент вертикального расчленения рельефа (отношение крутизны склона к его высоте) (Кайрюкшис и др., 1983). Для каждого из подсчитанных показателей в программе Surfer 13 были построены морфометрические картосхемы (Geology Page. Surfer 13). На основе этих картосхем, дополненных данными полевых измерений, было выполнено геоморфологическое районирование ледникового рельефа Городокской возвышенности и прилегающих территорий (табл. 1).

Применяемые геологические методы: анализ данных буровых скважин и изучение ледниковых отложений в обнажениях по берегам рек, в карьерах, выемках, шурфах и скважинах ручного бурения. Стратиграфическое расчленение и определение мощности четвертичной толщи возвышенности основано на анализе 420 описаний разрезов буровых скважин из фондов Республиканского унитарного предприятия “Научно-практический центр по геологии”. Анализ бурового материала в таком объеме для этой территории ранее не проводился. Сопоставление колонок буровых скважин выполнялось по сети из 15 профилей длиной 50–70 км каждый. Профили были продолжены на прилегающие равнины и низины, где в них включались известные разрезы межледниковых отло-

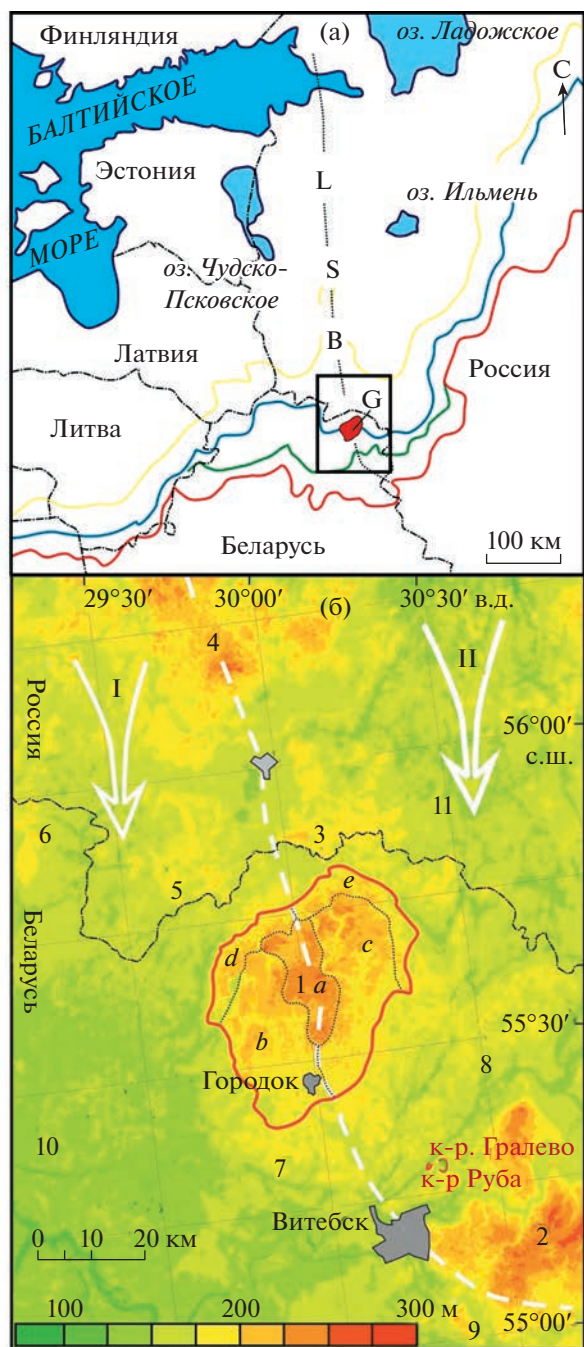


Рис. 1. Схема размещения Городокской возвышенности в системе ледораздельных возвышенностей (а) и схема районирования рельефа района работ (б).

Линии на схеме (а): красная — максимум поозерского (валдайского) оледенения, зеленая — лепельская фаза, голубая — brasлавская фаза, желтая — крестецкая фаза (по Karabanov, Matveyev, 2011; Astakhov et al., 2016). Латинские буквы на схеме (а) обозначают возвышенности: G — Городокская, B — Бежаницкая, S — Судомская, L — Лужская.

Номера на схеме (б). Возвышенности: 1 — Городокская и ее части (a — моренное плато, b — западная, c — восточная, d — северо-западная, e — северо-восточная), 2 — Витебская, 3 — Невельская гряда, 4 — Бежаницкая; моренные равнины: 5 — Ордовская, 6 — Нещердовская, 7 — Шумилинская; озерно-ледниковые равнины: 8 — Суражская, 9 — Лучоская; озерно-ледниковые низины: 10 — Полоцкая, 11 — Верхне-Ловатская (Матвеев, 1990, с дополнениями). Латинскими цифрами указаны ледниковые потоки: I — Чудский, II — Ладожский.

Fig. 1. Scheme of location of the Gorodok Upland in the system of ice-divide uplands (a) and zoning scheme of the study area (b). Lines on the scheme (a): red line — LGM, green line — Lepel Stage, blue line — Braslav Stage, yellow line — Krestsy Stage (by Karabanov, Matveyev, 2011; Astakhov et al., 2016). Letters on the scheme (a): G — Gorodok Upland, B — Bezhanitsy Upland, S — Sudoma Upland, L — Luga Upland. Numbers on the scheme (b). Uplands: 1 — Gorodok Upland and its parts (a — moraine plateau; b — western, c — eastern, d — north-western, e — north-eastern parts), 2 — Vitebsk, 3 — Nevel Ridge, 4 — Bezhanitsy; moraine plains: 5 — Ordovo, 6 — Neshcherda, 7 — Shumilino; glaciolacustrine plains: 8 — Surazh, 9 — Luchosa; glaciolacustrine lowlands: 10 — Polotsk, 11 — Upper Lovat (by Matveyev, 1990, complemented). Latin numerals indicate glacial flows: I — Peipsi, II — Ladoga.

Таблица 1. Морфометрические характеристики рельефа Городокской возвышенности и прилегающих территорий**Table 1.** Morphometric parameters of relief of the Gorodok Upland and adjacent landscapes

Морфометрические показатели	Длина склонов, м	Высота склонов, м	Крутизна склонов, град.	Вертикальная расчлененность, м	Число холмов, шт.	Коэф. вертикальной расчлененности
<i>Рельеф максимальной стадии</i>						
Моренное плато	240–260	11–13	3–4	35–40	4	0.29
<i>Рельеф лепельской фазы</i>						
Западная периферия	100–120	7–9	5–6	25–30	9.5	0.69
Восточная периферия	130–150	7–9	4–5	23–28	5.5	0.56
<i>Рельеф brasлавской фазы</i>						
Северо-западная часть	80–100	8–10	6–7	32–37	8	0.72
Северо-восточная часть	70–90	5–7	4–5	18–24	7.5	0.75
<i>Прилегающие формы рельефа</i>						
ОР	60–80	6–7	5–6	7–12	8	0.85
НГ	60–80	5–7	7–8	18–23	8.5	1.25
ВЛН	70–90	3–4	3–4	7–12	8.5	1.0
СР	80–100	2–4	1–2	6–11	5	0.5
ЗШР	80–100	3–5	2–3	5–10	7.5	0.63
ВШР	90–110	3–5	2–3	11–16	8.5	0.63

Примечание. ОР – Ордовская равнина; НГ – Невельская гряда; ВЛН – Верхне-Ловатская низина; СР – Суражская равнина; ЗШР – западная часть Шумилинской равнины; ВШР – восточная часть Шумилинской равнины.

жений. По итогам этих работ построены схемы дочетвертичной поверхности и схемы кровли погребенных ледниковых горизонтов в масштабе 1:200 000. На эти схемы выносились установленные по описаниям разрезов скважин литологические разности отложений. При почти полном отсутствии межледниковых отложений в пределах самой возвышенности, в качестве маркеров границ ледниковых горизонтов использовались выдержанные толщи ленточных глин, алевроитов и тонкозернистых песков. Такие толщи, встреченные в нескольких скважинах на одном гипсометрическом уровне, могут указывать на формирование приледниковых водоемов во время деградации древних оледенений.

В ходе полевых работ было изучено более 350 разрезов. В них с целью установления генетического типа определялись цвет, гранулометрический состав и текстура отложений. В 140 пунктах проведены структурные исследования основных и напорных морен. Они заключались в определении горным компасом плоскостных (сланцеватость, слоистость) и линейных (длинные оси галек и валунов) элементов (Аболтиньш, 1989; Комаровский, 2009). В каждом разрезе производилось по 50–100 замеров. В разрезе, вскрывающих сложные гляциодислокации, замеры производились в нескольких частях. Используя

программу OpenStereo 0.1.2, на основе полученных замеров на нижней полусфере равноплощадной сетки Шмидта, строились структурные диаграммы (Geology Page. OpenStereo). Построение подобных диаграмм позволяет установить главное направление движения ледника и плоскости напряжений, возникающие при формировании гляциодислокаций (Аболтиньш, 1989).

В 115 разрезах был изучен петрографический состав гравийной и галечной фракций морены по упрощенной методике (Gorska, 2000; Комаровский, 2009). Из разрезов отбирались пробы весом 18–22 кг, из которых отмывалась фракция крупного гравия (5–10 мм) и гальки (10–100 мм). Из крупных разрезов (например, из карьера “Гралево”) из одного горизонта морены отбиралось до 5 проб. Каждая из проб содержала 85–650 обломков. По визуально определяемым признакам они разделялись на группу кристаллических и группу осадочных пород. Кристаллические породы классифицировались по своему минеральному составу и текстуре. Выделенные петрографические группы сопоставлялись с коренными источниками, ранее выделенными в Финляндии, Ленинградской области и Карелии в России (Астапова, Винокуров, 2001). Осадочные породы разделялись на пять групп (известняки, доломиты, аргиллиты и алевролиты, песчаники, мергели) по

реакции обломков на воздействие кислоты HCl концентрацией 10% и текстуре пород. В ходе анализа фиксировалось наличие карбонатных стяжений, которые характерны для гляциодислокаций (Лаврушин и др., 1986).

РЕЗУЛЬТАТЫ

В рельефе дочетвертичной поверхности в пределах возвышенности выделено платообразное Городокское погребенное поднятие. Оно имеет овальную форму, ширину до 35 км и протяженность с севера на юг 56 км, средние отметки высот 115–125 м над у. м. (максимально до абсолютной высоты 154 м) (рис. 2, (а)). Превышение над окружающей погребенной равниной составляет 20–40 м. Поднятие сложено преимущественно доломитами верхнего девона, которые выклиниваются у ЮЗ склонов. На В и СВ они перекрыты глинами и алевролитами верхнего девона (Веретенников и др., 2010). К ЮЗ от возвышенности в терригенных породах среднего девона существует сеть погребенных ложбин глубиной до 70 м (Комаровский, 2009). В тектоническом плане Городокское поднятие приурочено к СЗ борту Оршанской впадины, разбитому на блоки сетью разломов (Нагорный, 2009; Гарецкий, Каратаев, 2009). Большая часть поднятия соответствует относительно приподнятому блоку кристаллического фундамента (Карабанов и др., 2009). С позднего девона до неогена дочетвертичная поверхность поднятия подвергалась денудации, о чем свидетельствуют погребенные палеодолины, останцы рельефа высотой 20–25 м, а также кора выветривания (Нечипоренко, 1989; Комаровский, 2009).

Максимальная мощность четвертичных отложений в 120–140 м в пределах Городокской возвышенности отмечена в ее центральной части, над сводом погребенного Городокского поднятия. На склонах возвышенности мощность уменьшается до 60–100 м, а на прилегающих к возвышенности территориях — до 25–50 м.

Наиболее древними ледниковыми отложениями, по результатам анализа описаний разрезов буровых скважин, являются осадки *березинского (окского) горизонта*. Он распространен только в понижениях дочетвертичной поверхности на восточном и юго-восточном склонах возвышенности (рис. 2, (б)). Горизонт представлен моренами зеленовато-серой и красновато-серой окраски мощностью не более 20–28 м. Непосредственное исследование березинской морены производилось только в разрезе карьера “Гралево” вблизи Витебска, где она залегает под межледниковыми осадками александрийского (лихвинского) горизонта (Санько, 1987). В составе обломков из березинской морены осадочные породы резко преобладают над кристаллическими в соотношении

2.5÷1.0. Среди них доминируют известняки и доломиты (табл. 2).

Отложения *припятского (днепровско-московского) ледникового горизонта* представлены двумя подгоризонтами морен (днепровским и сожским) и разделяющими их межстадиальными осадками. Мощность ледниковых осадков днепровского подгоризонта достигает 20–64 м в восточной и северной частях возвышенности (рис. 2, (в)). Подгоризонт слагают основная морена красновато-серой окраски, озерно-ледниковые и флювиогляциальные отложения. В нескольких скважинах в восточной части возвышенности в толщу морены включены отторженцы доломитов, а также многочисленные линзы разнородных песков и глин мощностью до 1 м. Такое строение может свидетельствовать о наличии погребенных гляциодислокаций. Морена днепровского подгоризонта была исследована только в карьере “Гралево”. В ее составе доминируют обломки осадочных пород. Их доля составляет около 64%. В сравнении с подстилающей березинской мореной здесь на 4% увеличивается содержание фенноскандинавских пород, в основном за счет красных гранитов Выборгского и Салминского массивов (16.9%). Выявлено сокращение содержания известняков, доломитов и песчаников (табл. 2).

Межстадиальные днепровско-сожские глины, алевроиты и мелкозернистые пески встречаются в понижениях кровли днепровской морены, их мощность может достигать 9 м. Ледниковые отложения сожского (московского) подгоризонта состоят из морены, флювиогляциальных и озерно-ледниковых отложений. Подгоризонт распространен повсеместно, выклинивается только в СЗ части возвышенности. Его мощность обычно 15–20 м, максимальная 55 м. Среди отложений преобладает основная морена красно-серого и коричнево-серого цвета. В центральной и восточной части возвышенности в морене установлены многочисленные линзы песка и глины мощностью 0.3–1.8 м. В трех скважинах в составе морены были вскрыты отторженцы доломитов мощностью до 20 м. Здесь же поверхность сожского подгоризонта приподнята до абсолютных отметок 155–180 м, образуя погребенное моренное поднятие диаметром около 20 км и относительной высотой не менее 30–60 м (рис. 2, (г)). Такое строение также может указывать на наличие погребенных гляциодислокаций. Петрографический состав сожской морены был исследован в серии разрезов вдоль долины Западной Двины, а также в карьерах “Гралево” и “Руба” (табл. 2). Доля пород Выборгского и Салминского массивов возрастает до 19.2%, а доля всех осадочных пород сокращается до 61.4%. Соотношение осадочных пород к кристаллическим в этой морене составляет 1.8÷1.0.

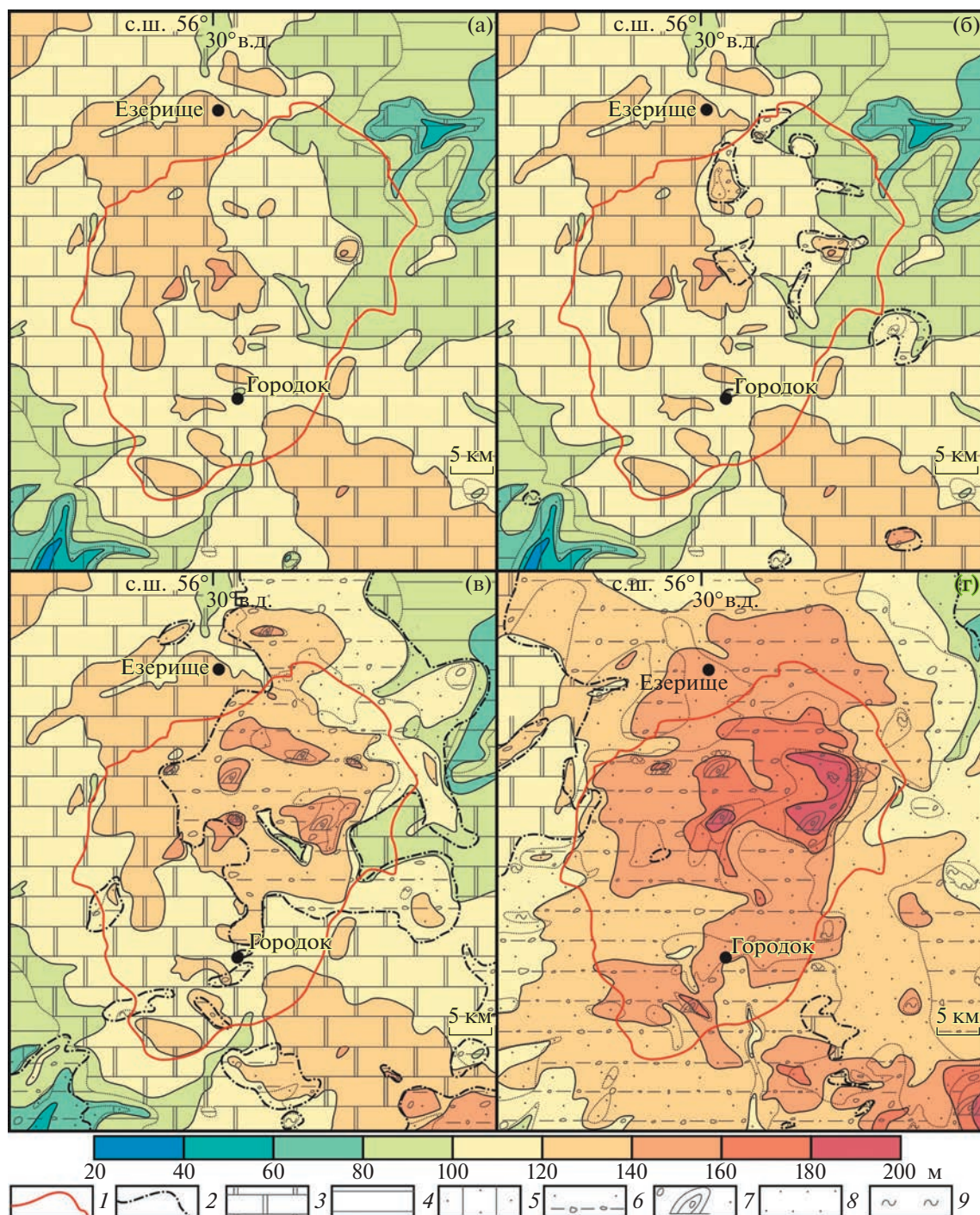


Рис. 2. Погребенный рельеф Городокской возвышенности: (а) – дочетвертичный, (б) – после березинского (окского, МИС 16) оледенения, (в) – после днепровской стадии припятского оледенения (МИС 8), (г) – после сожской (московской) стадии припятского оледенения (МИС 6). Цветом обозначен рельеф в абс. отметках, м над у. м.

1 – границы возвышенности; 2 – площади распространения четвертичных отложений; 3 – доломит; 4 – глина; 5 – песчаник; 6 – морена; 7 – гляциодислокации и отторженцы; 8 – пески разноразмерные; 9 – алеврит, торф.

Fig. 2. The buried relief of the Gorodok Upland: (a) – pre-Quaternary relief, (б) – relief after the Berezina (Oka) Glaciation (MIS 16), (в) – relief after the Dnieper Stage of the Pripyat Glaciation (MIS 8), (г) – relief after the Sozh (Moscow) Stage of the Pripyat Glaciation (MIS 6). Colour marks the absolute altitude of the buried surface in meters.

1 – limits of the upland; 2 – areas of development of Quaternary deposits; 3 – dolomite; 4 – clay; 5 – sandstone; 6 – till; 7 – glacioclastic masses and erratic masses; 8 – different-grained sands; 9 – silt, peat.

Таблица 2. Петрографический состав морен Городокской возвышенности и прилегающих территорий (%)
Table 2. Petrographic composition of till of the Gorodok Upland and adjacent landscapes (%)

Регин	Осадочные породы	Известняк	Доломит	Песчаник	Аргиллит, алевролит	Мергель	Кристаллические породы	Гранит, порфировый	Гранит, гранодиорит	Амфиболит, габбро, перидотит	Гнейс, кристаллический сланец	Кварцит	Полевой шпат, зерна	Кварц, зерна	Другие*	Всего пунктов
Морена поозерского (валдайского) горизонта																
Городокская возвышенность и ее части																
Моренное плато	58.4	34.4	16.3	3.0	3.8	0.9	36.9	27.1	6.1	1.7	1.3	0.7	0.8	2.0	1.9	6
Западная	59.5	34.5	18.3	3.0	3.4	0.3	34.1	22.7	5.1	3.1	2.4	0.8	0.3	1.6	4.5	25
Восточная	59.9	42.3	12.2	3.8	1.2	0.4	37.8	24.7	7.1	3.0	2.3	0.7	0.1	1.0	1.2	5
Северо-западная	67.0	37.9	20.9	2.8	4.5	0.9	30.3	20.5	4.7	2.3	1.8	1.0	0.4	2.1	0.2	7
Северо-восточная	53.9	34.0	13.7	3.4	2.4	0.4	41.6	24.9	8.1	4.5	3.3	0.8	0.5	1.7	2.3	5
Прилегающие формы рельефа																
ОР	66.0	35.8	21.7	2.8	5.1	0.6	29.2	18.2	5.4	2.3	2.4	0.9	0.3	1.5	3.0	18
НГ	67.0	45.4	9.7	4.2	7.4	0.3	27.9	15.0	7.1	2.7	2.2	0.9	1.0	1.8	2.3	5
ВЛН	56.3	35.0	13.6	5.8	1.9	—	40.9	17.7	8.7	7.8	6.2	0.5	0.1	2.0	0.7	4
СР	53.9	34.7	13.7	4.5	0.9	0.1	44.4	25.0	9.1	5.2	4.6	0.6	0.4	1.2	—	6
ЗШР	64.1	36.6	21.5	2.9	2.3	0.8	33.3	18.4	5.2	4.7	4.0	1.0	0.3	1.8	0.5	7
ВШР	68.2	36.2	27.1	2.7	1.4	0.8	30.1	18.3	5.6	3.3	2.3	0.6	0.3	1.3	0.1	11
ВВ	64.0	36.3	22.2	2.2	1.6	1.7	32.5	20.1	5.5	3.5	2.4	1.0	0.9	2.2	0.4	19
НВ	71.5	39.7	25.1	3.4	1.8	1.5	26.1	13.6	5.0	5.1	1.9	0.5	0.9	1.5	—	4
ЛН	68.5	34.4	27.0	1.8	2.7	2.6	25.8	13.1	6.4	3.2	1.9	1.2	1.0	2.5	2.2	4
Морена сожского (московского) подгоризонта																
	61.4	33.6	21.3	3.2	1.2	2.1	34.3	19.2	7.8	3.2	2.9	1.2	1.1	3.0	0.2	5
Морена днепровского подгоризонта																
	64.2	36.4	22.4	2.6	0.4	2.4	31.7	16.9	6.6	4.4	2.5	1.1	1.4	2.2	0.7	2
Морена безезинского (окского) горизонта																
	68.2	38.6	23.8	4.2	0.7	0.9	27.1	12.3	7.5	3.4	3.0	0.9	0.9	1.7	2.1	5

Примечание. * — к группе другие отнесены карбонатные новообразования в моренах и неопределенные обломки.
ОР — Орловская равнина; НГ — Невельская гряда; ВЛН — Верхне-Ловатская низина; СР — Суражская равнина; ЗШР — западная часть Шумилинской равнины; ВШР — восточная часть Шумилинской равнины; ВВ — Витебская возвышенность; НВ — Нещердовская возвышенность; ЛН — Лучоская низина.

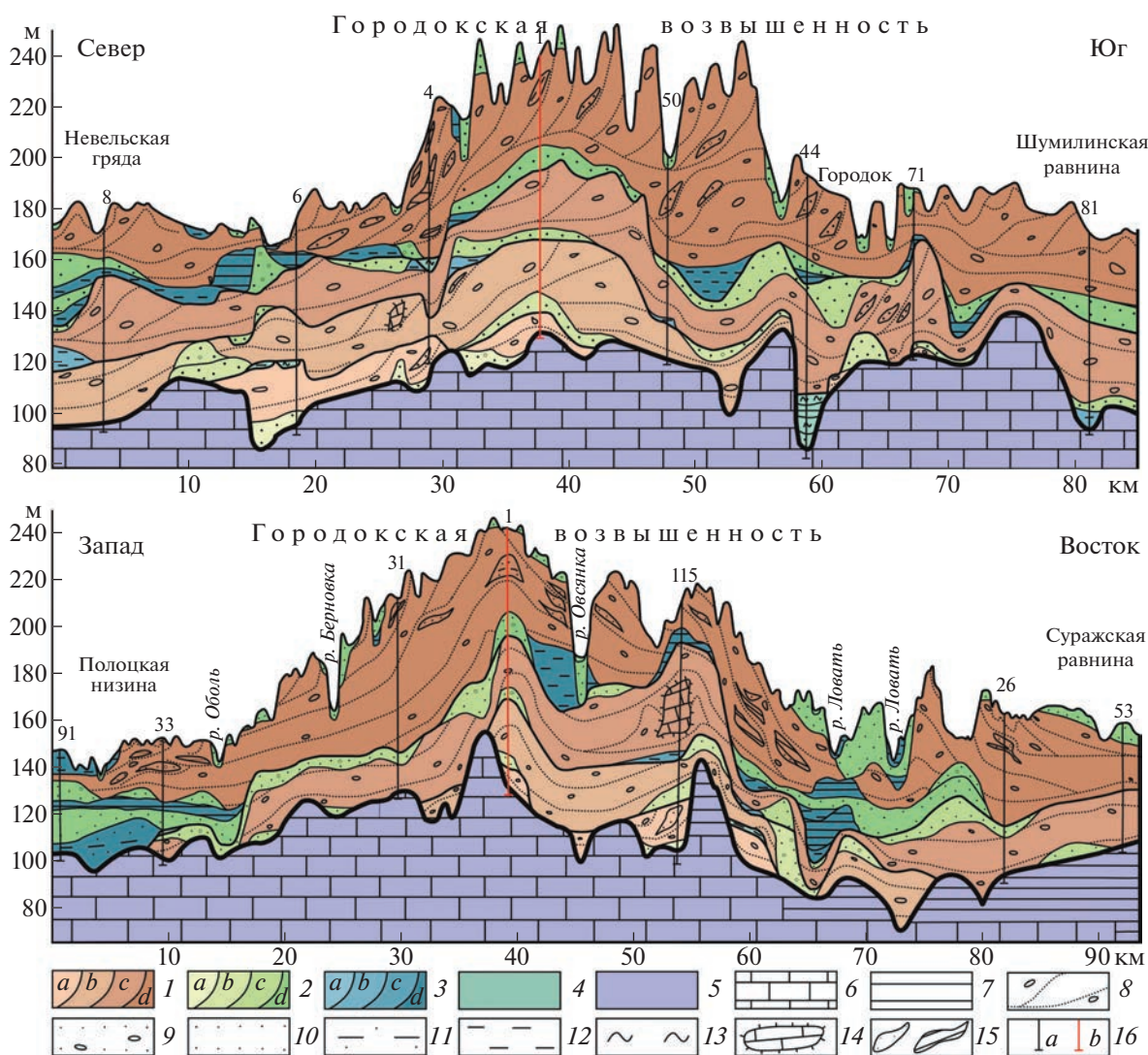


Рис. 3. Геологические разрезы через Городокскую возвышенность (Вашков, 2012, 2015). Положение разрезов см. рис. 4.

1 – морена; *отложения*: 2 – флювиогляциальные, 3 – озерно-ледниковые (а – березинские (окские), б – днепровские, с – сожские (московские), d – поозерские (валдайские)), 4 – межледниковые; 5 – дочетвертичные породы; 6 – доломит; 7 – глина; 8 – реконструкция залегания морены и гляциодислокаций; *песок*: 9 – с гравием и галькой, 10 – среднезернистый, 11 – мелкозернистый и глинистый; 12 – алеврит; 13 – гиттия с прослоями торфа; *отторженцы*: 14 – дочетвертичных пород, 15 – четвертичных осадков; 16 – скважины (а – наиболее информативные (номера указаны на рисунке 4), б – в месте пересечения двух разрезов).

Fig. 3. Geological sections through the Gorodok Upland (Vashkov, 2012, 2015). The position of the sections is shown in fig. 4. 1 – till; *deposits*: 2 – glaciofluvial, 3 – glaciolacustrine (a – Berezina (Elsterian), b – Dnieper (Early Saalian), c – Sozh (Late Saalian), d – Poozerye (Weichselian), 4 – interglacial sediments; 5 – pre-Quaternary rocks; 6 – dolomite; 7 – clay; 8 – reconstruction of attitude of till and glacioclinal dislocations; *sand*: 9 – with gravel and pebbles, 10 – medium-fine-grained, 11 – fine-grained and silty; 12 – silt; 13 – gyttja with peat interlayers; *erratic masses*: 14 – of bedrocks, 15 – of Quaternary deposits; 16 – boreholes (a – the most informative (numbers shown in figure 4), b – crossing both geological sections).

Над сожским подгоризонтом в ряде разрезов в долине Западной Двины и ее притоков, а также в карьере “Гралево”, вскрыты осадки муравинского (микулинского) межледникового горизонта (Санько, 1987; Веретенников и др., 2010). К осадкам этого горизонта, на основании фондовых споро-пыльцевых диаграмм, могут быть отнесены глинистые алевриты с песком, реже – с прослоями гиттии и торфа мощностью 2–10 м. В пре-

делах возвышенности и на прилегающих равнинах такие осадки установлены в 11 скважинах. Обычно они залегают на глубине 45–55 м на абс. отметках 110–185 м.

Ледниковые отложения *поозерского (валдайского)* ледникового горизонта распространены повсеместно. В центральной части возвышенности они имеют мощность 70–105 м, на западном

склоне — 40–90 м, а на восточном — 30–55 м (рис. 3). В 48 разрезах на территории возвышенности установлены основная и напорная чешуйчатая морена красно-серого цвета (Вашков, 2012, 2015). Чешуйчатой морене в разрезах буровых скважин могут соответствовать разрезы с многочисленными прослоями тонкозернистого песка, алевроитов и ленточных глин толщиной до 1 м. На склонах возвышенности напорные чешуйчатые морены, водно-ледниковые и озерно-ледниковые отложения оформлены в цепочки конечно-моренных образований. Состав грубообломочной фракции по озерской морены отличается от более древних морен меньшим содержанием осадочных пород за счет уменьшения доли доломитов и песчаников. Различия в составе морены наблюдаются в центральной, западной и восточной части возвышенности. На западном склоне выше содержание доломитов, а на восточном — известняков и кристаллических пород. Максимальная концентрация доломитов (20.9%) характерна для морен северо-западной части возвышенности, а известняков (42.3%) — для восточной части (табл. 2). Над толщей морен поозерского горизонта развиты флювиогляциальные отложения дельт, камов, озов и зандров мощностью до 25 м. Они представлены разнотекстурными песками и песками с гравием. Понижения в кровле поозерского горизонта в северной части возвышенности заполнены ленточными глинами, алевроитами и тонко-мелкозернистыми горизонтально-слоистыми песками.

В рельефе *Городокская возвышенность* представляет собой холмистое моренное плато, окруженное грядовым, холмисто-грядовым и холмистым конечно-моренным рельефом на периферии (рис. 4). Моренное плато достигает абсолютных отметок 220–264 м над у. м., вытянуто с севера на юг на 30 км при ширине до 8 км. Плато состоит из крупных моренных холмов овальной формы с пологими (4–7°) склонами протяженностью в среднем 150–300 м и высотой в среднем 8–16 м (табл. 1). Холмы выражены в рельефе за счет гляциодислокаций, среди которых доминируют чешуйчато-надвиговые деформации, складки продольного изгиба и течения (Вашков, 2012, 2015). На вершинах холмов, на отметках 210–260 м над у. м. размещаются супрагляциальные камы. Их диаметр достигает 80–150 м, высота изменяется от 10 до 25 м.

Вокруг моренного плато расположены шесть цепочек краевых образований (рис. 4). В состав цепочек входят линейно ориентированные гряды и овальные холмы с длиной склонов 100–150 м. Цепочки в плане имеют фестончатый облик и веерообразно расходятся от моренного плато в юго-восточном и юго-западном направлениях. На стыке разнонаправленных моренных гряд находятся холмистые угловые массивы. Расстояния между отдельными цепочками вблизи моренного

плато составляют 0.6–1.5 км, а по мере удаления от него возрастают до 5–12 км. Моренные цепочки разделяют гляциодепрессии с озерными котловинами и болотными массивами, в отдельных случаях с зандровыми отложениями или равнинными площадками, сложенными ленточными глинами и алевроитами. На внешнем крае конечно-моренных цепочек 1 и 2 находятся также флювиогляциальные конуса выноса и водно-ледниковые дельты (рис. 4). В строении конечно-моренных образований установлены чешуйчато-надвиговые и складчатые гляциодислокации в виде прямых и симметричных брахиантиклинальных складок (Вашков, 2012, 2015). Структурный анализ гляциодислокаций указывает на выдавливание чешуй ледниковых отложений по направлению к моренному плато возвышенности (рис. 4). В пределах угловых массивов чешуи с разным простираем гляциоструктур срезают друг друга.

Краевые образования периферии моренного плато возвышенности пересекаются с севера на юг сквозными ложбинами стока талых ледниковых вод. Их длина достигает 30 км при ширине 0.4–1.5 км. Глубина вреза в конечно-моренные образования составляет от 5–10 до 45–80 м. В плане ложбины спрямленные, слабоизвилистые, с коленообразными изгибами. Дно ложбин выполнено переслаиванием мелко- и среднезернистого песка и песчано-гравийных смесей мощностью до 20 м. Наиболее крупная ложбина стока расположена в восточной части возвышенности, ее южная часть занята современной долиной р. Овсянка. В северной части ложбина распадается на три рукава, которые открыты к северному подножию возвышенности. Эта крупная ложбина стока пересекает краевые образования цепочек 4–6. Дно в наиболее высокой части ложбины расположено на отметках 190–192 м над у. м. В западной части возвышенности еще одна ложбина стока унаследована современными долинами рек Чернуйка и Берновка. Эта ложбина пересекает краевые образования цепочек 5 и 6 (рис. 4). В наиболее высокой части дна этой ложбины находится на абсолютных отметках 200–202.5 м над у. м.

Вдоль северо-западного, северного и северо-восточного склонов возвышенности в отличие от моренного плато и его периферии развит холмистый конечно-моренный рельеф (табл. 1). Ширина этого комплекса около 5–8 км, общая протяженность около 50 км, относительная высота над прилегающими с севера равнинами 20–45 м. В северной части возвышенности этот холмистый пояс срезают гряды пятой и шестой цепочек краевых образований. В строении холмов выявлены складчато-инъективные и складчато-надвиговые гляциодислокации (Вашков, 2012, 2015). Падение плоскостей гляционадвигов отмечается в северо-западном, северо-восточном и северном направ-

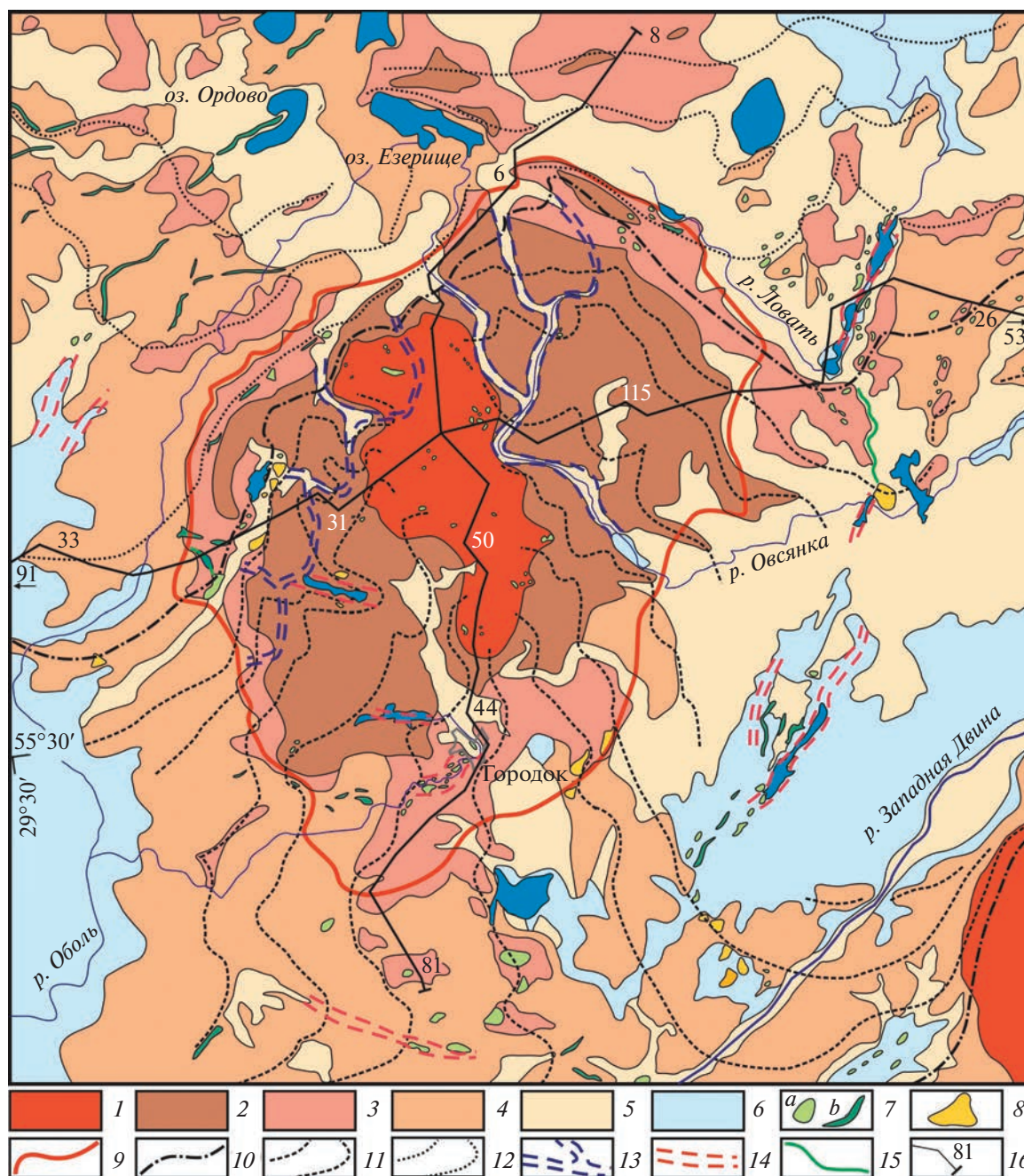


Рис. 4. Схема ледникового рельефа Городокской возвышенности.

1 – моренное плато; 2 – конечно-моренные гряды и холмы, угловые массивы; 3 – холмистая морена; *равнины*: 4 – моренная, 5 – флювиогляциальная; 6 – озерно-ледниковые равнина и низина; 7 – камы (а) и озы (b); 8 – водно-ледниковые дельты; 9 – граница возвышенности; 10 – фазы последнего оледенения; *осцилляции фаз*: 11 – лепельской, 12 – браславской; *ложбины*: 13 – стока талых вод, 14 – ледникового выдавливания и экзарации, 15 – подледниковых каналов стока; 16 – положение геологических разрезов (см. рис. 3) и номера буровых скважин.

Fig. 4. Scheme of glacial relief of the Gorodok Upland.

1 – moraine plateau; 2 – end-moraine ridges and hummocks, ice-divide massifs; 3 – hummocky moraine; *plain*: 4 – moraine, 5 – glaciofluvial; 6 – glaciolacustrine lowland and plain; 7 – kames (a) and eskers (b); 8 – glaciofluvial delta; 9 – limits of the upland; 10 – stages of the last glaciation; *oscillations*: 11 – of the Lepel Stage, 12 – of the Braslav Stage; 13 – spillway; 14 – depressions of glacial squeezing and exaration; 15 – valleys of subglacial meltwater channels; 16 – positions of the geological sections (fig. 3) and numbers of the boreholes.

лениях. На наиболее высоких моренных холмах иногда расположены камы. В конечно-моренные образования иногда врезаются узкие (до 0.1–0.15 км) и глубокие (до 40 м), извилистые в плане ложбины, иногда с котловинами современных озер. С внешней стороны холмисто-моренного комплекса и у окончаний пересекающих его ложбин развиты флювиогляциальные конуса выноса. В рельефе они выражены в виде холмов с уплощенными вершинами, ровными и слабоогнутыми склонами. Такие холмы обычно локализованы в полосе 1–1.5 км от внешнего края холмисто-моренного комплекса. Внутренний склон холмисто-моренного комплекса представлен сочетанием моренных холмов и гряд извилистой, серпообразной и кольцевой в плане формы. Иногда среди холмистых морен встречаются протяженные системы озв, которые простираются преимущественно вдоль склонов возвышенности. У северного склона возвышенности на абсолютных отметках 160–175 м над у. м., также установлены небольшие равнинные площадки площадью до 2–3 км², сложенные ленточными глинами и алевритами, а также зандровыми отложениями.

ОБСУЖДЕНИЕ

Формирование Городокской возвышенности происходило в три основных этапа: формирование поднятия дочетвертичных пород, образование погребенного моренного массива и становление современного ледникового рельефа. Локализация приподнятого участка карбонатных девонских пород в пределах возвышенности может быть связана с движениями блоков кристаллического фундамента на северо-западном борту Оршанской впадины (Нагорный, 2009). Формирование поверхности поднятия происходило и за счет денудационных процессов в мезозое – кайнозое (Маккавеев, 1972; Санько, 1987; Нечипоренко, 1989; Левых, 1990). Наиболее интенсивно разрушались участки с терригенными породами среднего девона к юго-западу от поднятия. В плейстоцене, благодаря экзарационному воздействию покровных оледенений и деятельности талых ледниковых вод, участки к северо-востоку и юго-западу от этого поднятия были значительно углублены (Комаровский, 2009). В то же время карбонатные породы верхнего девона разрушались менее интенсивно.

В среднем плейстоцене вышеописанное поднятие уже могло предопределять положение ледораздельной зоны покровных ледников. Аккумуляция основных морен и лонджемента-морен происходила в относительных понижениях дочетвертичной поверхности в результате торможения нижних насыщенных дебрисом пластин льда (Лаврушин и др., 1986). Позже на них накладывались напорные чешуйчатые морены двух стадий

припятского оледенения. Накопление напорных морен привело к формированию погребенного ледораздельного массива в ядре современной возвышенности (рис. 2). Березинский и припятский ледниковые покровы зачастую продвигались по территории, либо не перекрытой более древними четвертичными осадками, либо с осадками малой мощности, вследствие чего происходило их насыщение местными карбонатными породами (табл. 2).

Во время максимального продвижения последнего ледникового покрова погребенное моренное поднятие оказалось в ледораздельной зоне между чудским и ладожским потоками. Здесь началось формирование складчатых и надвиговых гляциодислокаций, которые составили основание будущего моренного плато возвышенности. Гляциодислокации формировались путем нагнетания насыщенного дебрисом льда в зону ледораздела по двум направлениям: с запада (чудский ледниковый поток) и с востока (ладожский ледниковый поток) (рис. 5, (а)). По завершении этого процесса блоки льда в пределах плато и к югу от него утратили связь с активным ледниковым покровом, началось формирование камов, заполнение понижений абляционной мореной, аккумуляция водно-ледниковых осадков в южной части возвышенности.

Формирование цепочек краевых ледниковых образований на периферии моренного плато возвышенности может быть связано с серией осцилляторных фронтальных подвижек ледникового покрова в лепельскую фазу. Фронт активного ледника чудского потока во время каждой из последующих осцилляций смешался западнее, а ладожского потока – восточнее моренного плато (рис. 5, (б)). Установлено, что мощность поозерского горизонта на западном склоне возвышенности в среднем в 2–2.5 раза больше, чем на восточном склоне. Это может указывать на меньшую мощность льда ладожского ледникового потока, поскольку он должен был продвигаться по территории с большими высотными отметками ледникового ложа (рис. 2, (г)). Большая активность чудского потока подтверждается наличием на западном склоне возвышенности ледниковых ложбин выдавливания, обрамленных валами напорных морен (рис. 4). Относительно низкая активность ладожского ледникового потока может быть объяснена его большей, в сравнении с чудским потоком, шириной и наличием многочисленных лопастей на его периферии (Фаустова, 1973; Чеботарева, Макарычева, 1974; Kalm, 2012). По завершении лепельской фазы, с запада, севера и востока возвышенность была окружена сплошным массивом мертвого льда, а на территории возвышенности сохранялись его отдельные крупные блоки (рис. 5, (в)). Были окончательно сформированы камовые аккумуляции на моренном

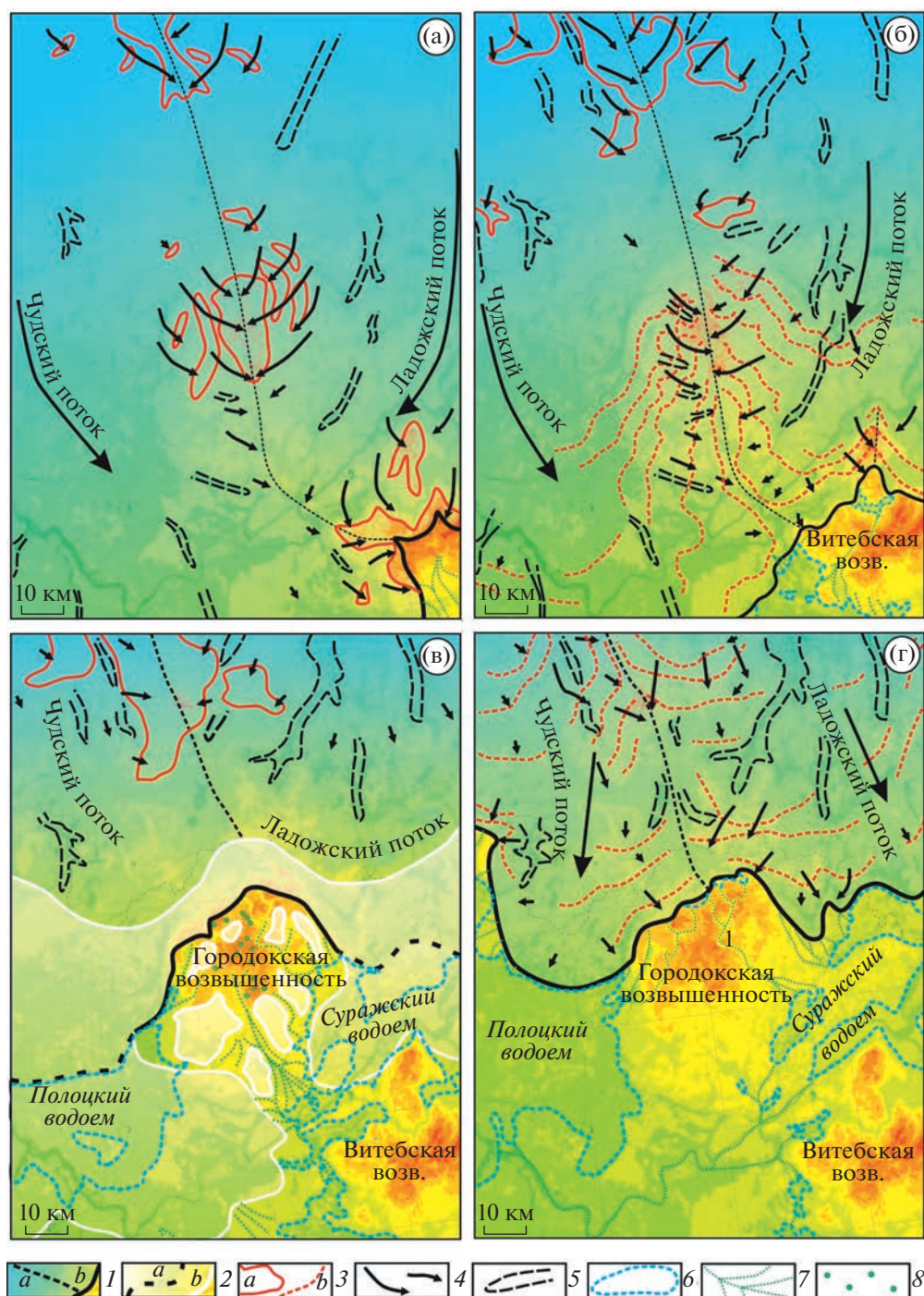


Рис. 5. Схема формирования Городокской возвышенности во время последнего оледенения: (а) – максимум последнего оледенения, (б) – начало лепельской фазы, (в) – окончание лепельской фазы, (г) – brasлавская фаза.

1 – активный ледниковый покров (а – зона ледораздела ледниковых потоков, б – граница покрова); 2 – малоактивный и мертвый лед (предполагаемые границы сплошного массива льда (а) и полей мертвого льда (б)); 3 – площади образования гляциодислокаций (а), линейные участки образования гляциодислокаций (б); 4 – направления давления льда; 5 – ледниково-экзарационные ложбины; 6 – приледниковые озера; 7 – флювиогляциальные равнины, долинне зандр и ложбины стока; 8 – камы.

Fig. 5. Formation scheme of the Gorodok Upland during the last glaciation: (а) – LGM, (б) – the beginning of the Lepel Stage, (в) – the end of the Lepel Stage, (г) – the Braslav Stage.

1 – active ice sheet: ice-divide zone (а) and ice sheet boundary (б); 2 – passive glacier and dead ice: the proposed boundaries of a continuous ice mass (а) and dead ice areas (б); 3 – areal zones of formations with glacioidislocations (а), linear zones of formations with glacioidislocations (б); 4 – direction of ice pressure; 5 – glacial exaration depressions; 6 – pre-glacial lakes; 7 – outwash plains, outwash valleys, spillways; 8 – kames.

плато. На юго-западе и юго-востоке от возвышенности начали формироваться Полоцкий и Суражский приледниковые водоемы (Павловская, 1994). Участок между Городокской и Витебской возвышенностями к этому времени представлял собой почти полностью свободную ото льда флювиогляциальную равнину.

Формирование пояса холмистого конечно-моренного комплекса вдоль северных склонов возвышенности может быть связано с продвижением фронта ледника в браславскую (вепсовскую) фазу. Изменение условий ледникового морфогенеза здесь может подтверждаться морфометрическими показателями современного рельефа (табл. 1), различием в петрографическом составе поозерской морены (табл. 2), а также наличием развитого комплекса предфронтальных флювиогляциальных аккумуляций. Надвигание лопастей двух ледниковых потоков наиболее активно происходило на северо-западном и северо-восточном склонах возвышенности, где установлены дислоцированные толщи ледниковых отложений (рис. 5, (г)). У северного склона возвышенности дислокации развиты слабо. С началом дегляциации к северу от возвышенности в нескольких разобщенных бассейнах начали накапливаться талые ледниковые воды. Их сток к югу, в обход сформированной Городокской возвышенности, был затруднен из-за массивов льда, приключенных к склонам возвышенности. В результате талые воды прорвали краевые образования периферии возвышенности. Было образовано несколько систем сквозных ложбин стока. Наибольшая масса талых вод перемещалась по ложбине Осеча – Овсянка. Ложбины оканчивались непосредственно вблизи приледниковых Полоцкого и Суражского водоемов, которые к окончанию браславской фазы имели свои максимальные размеры (Павловская, 1994).

Таким образом, краевые образования вдоль северо-западного и северо-восточного склонов Городокской возвышенности сопоставляются с ледниковым рельефом Нещердовской и Браславской возвышенностями в Беларуси, а также с конечными моренами вепсовской фазы вдоль северо-западного склона Валдайской возвышенности (Karabanov, Matveev, 2011; Kalm, 2012; Astakhov et al., 2016). Цепочки краевых образований западного склона возвышенности фрагментарно прослеживаются через Шумилинскую равнину к Ушачско-Лепельской возвышенности и далее к Свентянской гряде (Комаровский, 2009; Karabanov, Matveev, 2011). Цепочки краевых образований к юго-востоку от возвышенности прослеживаются к моренному угловому массиву на севере Витебской возвышенности и далее к комплексу ледникового рельефа Смоленского Поозерья (Санько, 1987; Karabanov, Matveev, 2011; Kalm, 2012). Формирование краевых образований Горо-

докской возвышенности во время двух фаз продвижения скандинавского ледникового покрова во время поозерского (валдайского) оледенения подтверждается датированием валунов методом ^{10}Be в пределах Свентянской гряды, Браславской и Валдайской возвышенностей (Rinterknecht et al., 2007, 2018). Поэтому формирование платообразной центральной части возвышенности могло происходить в максимум последнего оледенения, одновременно с краевыми образованиями северной части Оршанской возвышенности (Санько, 1987; Комаровский, 2009; Karabanov, Matveev, 2011), а также во время формирования центральной части Витебской возвышенности (Kalm, 2012; Hughes et al., 2015).

Наличие моренного плато с перекрывающим его комплексом флювиогляциальных форм мертвого льда в центральной части возвышенности, а также различный возраст краевых образований на склонах макроформ сближают Городокскую возвышенность с ледораздельными “островными” возвышенностями области Скандинавского ледникового покрова. К тому же она находится на южном окончании так называемой “бежаницкой” полосы островных возвышенностей (Аболтиньш и др., 1988; Исаченков, 1988). В связи с этим общее время формирования ее ядра было меньше, чем у макроформ, расположенных севернее. В современном рельефе это проявляется в небольших размерах и небольшой относительной высоте платообразной центральной части возвышенности, поскольку заложение первичных моренных массивов возвышенности происходило при общей меньшей мощности льда и в меньший период времени (Аболтиньш и др., 1988; Аболтиньш, 1989). В то же время возвышенность раньше других островных макроформ региона оказалась в краевой зоне поозерского (валдайского) оледенения. Дегляциация склонов возвышенности была преимущественно фронтальной. На это указывает комплекс цепочек краевых образований на склонах возвышенности. Во время браславской (вепсовской) фазы продвижения ледника уже в основном сформированная Городокская возвышенность была естественным препятствием на пути как льдов, так и талых ледниковых вод. Кроме образования гляциодислокаций краевых моренных гряд происходило формирование предфронтального комплекса флювиогляциальных форм рельефа: камовых террас и маргинальных озов. К этому комплексу также можно отнести систему глубоко врезанных ложбин стока, пересекающих центральную часть возвышенности. Стоит отметить, что такие ложбины нетипичны для островных возвышенностей Восточно-Европейской равнины.

ВЫВОДЫ

1. Городокская возвышенность представляет собой цокольно-аккумулятивную макроформу. В ее основании находится поднятие дочетвертичных пород денудационно-тектонического происхождения, которое перекрыто четвертичными отложениями мощностью 60–140 м. Возвышенность является южным фрагментом протяженной полосы ледораздельных (островных) возвышенностей субмеридионального простирания вдоль границы чудского и ладожского потоков скандинавского ледникового покрова во время поозерского (валдайского) оледенения.

2. В строении четвертичной толщи Городокской возвышенности участвуют отложения березинского (окского), припятского (днепровско-московского) и поозерского (валдайского) ледниковых горизонтов. Главную рельефообразующую роль играют поозерские (валдайские) ледниковые отложения, представленные в основном напорными краевыми образованиями и чешуйчатыми моренами.

3. Различия в строении ледниковых отложений на разных склонах возвышенности указывают на большую мощность и активность чудского ледникового потока в сравнении с ладожским потоком. Данный вывод может свидетельствовать и о большей площади распространения чудского потока к югу во время максимума оледенения.

4. Различия в геологическом строении ледниковых отложений, петрографическом составе поозерской (валдайской) морены и в морфометрических показателях ледникового рельефа указывают на формирование моренного плато возвышенности во время максимума последнего оледенения, в то время как конечно-моренный рельеф склонов возвышенности был сформирован в две фазы продвижения последнего ледникового покрова: лепельскую (едровскую) и браславскую (вепсовскую).

5. Городокскую возвышенность можно рассматривать как переходный тип ледниковых макроформ от ледораздельных (островных) к типичным краевым возвышенностям.

БЛАГОДАРНОСТИ

Работа выполнена в 2009–2015 гг. в Белорусском государственном университете под научным руководством М.Е. Комаровского. Интерпретация полученных результатов выполнена в Геологическом институте КНЦ РАН (г. Апатиты, Россия) в рамках темы НИР № АААА-А19-119100290145-3. Автор благодарит коллег из Белорусского государственного университета, филиала Института геологии РУП “НПЦ по геологии” и Геологического института КНЦ РАН за помощь в проведении полевых работ и ценное обсуждение материалов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Аболтиньш О.П., Асеев А.А., Вонсавичюс В.П. и др.* (1988). Островные возвышенности как особым способом организованные объекты. Таллинн: АН ЭССР, 56 с.
- Аболтиньш О.П.* (1989). Гляциоструктура и ледниковый морфогенез. Рига: Зинатне, 284 с.
- Астапова С.Д., Винокуров В.Ф.* (2001). Руководящие валуны краевых образований Белорусского Поозерья // Докл. НАН Беларуси. Т. 45. № 2. С. 115–118.
- Арсланов Х.А., Вознячук Л.Н., Величневич Ф.Ю. и др.* (1971). Палеогеография и геохронология средневалдайского интерстадиала на территории Белорусского Поозерья // Докл. АН СССР. Т. 201. № 3. С. 661–664.
- Вашков А.А.* (2012). Геологическое строение и ледниковый морфогенез Городокской возвышенности // Літасфера. № 37(2). С. 32–40.
- Вашков А.А.* (2015). Структура и ледниковый морфогенез Городокской возвышенности. Автореф. дис. ... канд. геогр. наук. Минск: РУП Научно-практический центр по геологии, 154 с.
- Веретенников Н.В., Кручек С.А., Матвеев А.В. и др.* (2010). Стратиграфические схемы докембрийских и фанерозойских отложений Беларуси. Объяснительная записка. Минск: БелНИГРИ, 282 с.
- Гарецкий Р.Г., Каратаев Г.И.* (2009). Тектоно-геодинамический узел в центре Восточно-Европейской платформы // Докл. НАН Беларуси. Т. 53. № 1. С. 99–103.
- Гурский Б.Н., Левицкая Р.И.* (1975). Соотношение краевых ледниковых образований и основных форм дочетвертичного рельефа Беларуси // Докл. АН БССР. Т. XIV. № 6. С. 552–553.
- Зерницкая В.П., Власов Б.П., Матвеев А.В. и др.* (2020). Корреляция динамики окружающей среды юго-восточной периферии поозерского (валдайского) оледенения в позднеледниковье и голоцене // Журнал Белорусского гос. ун-та. География и геология. № 1. С. 45–59.
- Исаченков В.А.* (1988). Проблемы морфоструктуры и ледниковой морфоскульптуры. Л.: Наука, 176 с.
- Исаченков В.А., Татарников О.М.* (1972). Генезис и типы островных возвышенностей северо-запада Русской равнины // Бюл. Моск. гос. ун-та. Сер. геогр. № 4. С. 46–49.
- Кайрюкитис Л.А., Басаликас А.Б., Микалаускас А.П. и др.* (1983). Оценка расчлененности рельефа Литвы для моделирования регионального развития // Тр. АН Литовской ССР. Сер. Б. Т. 5. № 138. С. 85–93.
- Карабанов А.К., Гарецкий Р.Г., Айзберг Р.Е.* (2009). Неотектоника и неогеодинамика запада Восточно-Европейской платформы. Минск: Белорусская наука, 183 с.
- Комаровский М.Е.* (2009). Палеодолины Белорусского Поозерья. Минск: БГУ, 183 с.
- Лаврушин Ю.А., Гептнер А.Р., Голубев Ю.К.* (1986). Ледовый тип седиментации и литогенеза. М.: Наука, 156 с.

- Левых Н.Н. (1999). Коры выветривания западной части Восточно-Европейской платформы. Минск: Ин-т геологических наук, 201 с.
- Маккавеев А.Н. (1972). Вопросы изучения дочетвертичного рельефа на примере юго-западной части Валдайской возвышенности // Геоморфология. № 3. С. 72–78.
- Матвеев А.В. (1993). Особенности динамики поозерского оледенения на севере Беларуси // Докл. НАН Беларуси. Т. 37. № 3. С. 89–91.
- Матвеев А.В. (1990). История формирования рельефа Беларуси. Минск: Наука и техника, 144 с.
- Миссуна А.Б. (1901). Изучение краевых морен Виленской, Витебской, Минской губерний // Бюл. МОИП. Новая серия. Т. 14. № 3. С. 82–85.
- Нагорный М.А. (2009). Тектоника Оршанской впадины // Літасфера. № 2 (31). С. 67–74.
- Нечипоренко Л.А. (1989). Условия залегания и тектоническая предопределенность антропогенного покрова Белоруссии. Минск: Наука и техника, 114 с.
- Павловская И.Э. (1994). Полоцкий озерно-ледниковый водоем: строение, рельеф, история развития. Минск: Наука и техника, 128 с.
- Санько А.Ф. (1987). Неоплейстоцен северо-восточной Белоруссии и смежных районов РСФСР. Минск: Наука и техника, 176 с.
- Фаустова М.А. (1973). Особенности формирования рельефа в зонах ледоразделов (на примере ловатской ледниковой лопасти последнего оледенения) // Изв. АН СССР. Сер. геогр. № 4. С. 102–111.
- Чеботарева Н.С., Макарычева И.А. (1974). Последнее оледенение Европы и его геохронология. М.: Наука, 216 с.
- Astakhov V., Shkatova V., Zastrozhnov A., Chuyko M. (2016). Glaciomorphological Map of the Russian Federation // Quaternary International. Vol. 420. P. 4–14. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2015.09.024>
- Geology Page. OpenStereo. [Электронный ресурс]. URL: <https://www.geologypage.com/2013/07/openstereo.html> (дата обращения: 12.07.2021)
- Geology Page. Surfer 13. [Электронный ресурс]. URL: <https://www.geologypage.com/2015/07/surfer-13.html> (дата обращения: 12.07.2021).
- Gorska M. (2000). Some petrographical features of Vistulian lodgement till in the central and southern Wielkopolska lowland and their significance towards estimating the dynamics of the last ice-sheet. Poznan: PTPN (Publ.), 147 p.
- Hughes A.L.C., Gyllencreutz R., Lohne Ø.S. et al. (2015). The last Eurasian ice sheets – a chronological database and time-slice reconstruction, DATED-1 // Boreas. Vol. 45. Iss. 1. P. 1–45. <https://doi.org/10.1111/bor.12142>
- Kalm V. (2012). Ice-flow pattern and extent of the last Scandinavian Ice Sheet southeast of the Baltic Sea // Quaternary Science Reviews. Vol. 44. P. 51–59. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2010.01.019>
- Karabanov A.K., Matveev A.V. (2011). The Pleistocene glaciations in Belarus // Quaternary glaciations – extent and chronology: A closer look. Amsterdam: Elsevier (Publ.), P. 29–36.
- Rinterknecht V., Hang T., Gorlach A. et al. (2018). The Last Glacial Maximum extent of the Scandinavian Ice Sheet in the Valdai Heights, western Russia: Evidence from cosmogenic surface exposure dating using ^{10}Be // Quaternary Science Reviews. Vol. 200. P. 106–113. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2018.09.032>
- Rinterknecht V.R., Pavlovskaya I.E., Clark P.U. et al. (2007). Timing of the last deglaciation in Belarus // Boreas. Vol. 36. Iss. 3. P. 307–313. <https://doi.org/10.1111/j.1502-3885.2007.tb01252.x>

THE STRUCTURE AND GLACIAL RELIEF OF THE GORODOK UPLAND (NORTH-EASTERN BELARUS)¹

A. A. Vashkov^{a, #}

^aGeological Institute of KSC RAS, Apatity, Russia

[#]E-mail: a.vashkov@ksc.ru

The article presents the results of the first comprehensive study of the structure and morphology of the glacial relief of the Gorodok Upland in the north-eastern Belarus. New data were obtained using lithological-stratigraphic, petrographic and morphometric methods. It has been established that the formation of the upland is predetermined by the uplift in the top of the Upper Devonian rocks. This uplift of the pre-Quaternary surface is overbuilt by Middle Pleistocene glacial deposits with glacial tectonics and erratic masses. The presence of an uplift led to the formation of the upland in the ice divide zone between the Chud and Ladoga Ice Streams during the last glaciation. As a result, during the maximum advance of the last ice sheet, a moraine plateau with kames began to form in the center of the upland. During the Lepel Stage (18–20 cal. ka BP, Edrovo in Russia, Gruda in Lithuania, and Poznan in Poland) the ice lobes of the Chud and Ladoga Ice Streams moved from the periphery to the moraine plateau. In total, there were six distinct oscillations of the glacial edge. As a result, chains of hummocky and ridge end-moraine landforms were formed. Later, during the Braslav Stage (16–18 cal. ka BP, Vepsa in Russia, Baltija in Lithuania and Pomeranian in Poland), hummocky end-moraine landforms were formed on the north-western and north-eastern slopes of the upland. At the same time, large runoff troughs crossing the upland from the north to the south were formed as a result of ice melting. The results of the study are important for the rational conduct of geological surveys and prospecting for mineral building materials within the ice-divide zones of the last glaciation.

¹ For citation: Vashkov A.A. (2023). The structure and glacial relief of the Gorodok Upland (north-eastern Belarus). *Geomorfologiya i Paleogeografiya*. Vol. 54. No. 2. P. 80–96 (in Russian). <https://doi.org/10.31857/S2949178923010127>; <https://elibrary.ru/GROWRU>

Keywords: Scandinavian ice sheet, last glaciation, glacial relief, moraines, glacial tectonics, Belarusian Poozerie

ACKNOWLEDGEMENTS

The work was conducted at the Belarusian State University under the guidance of M.E. Komarovskiy in 2009–2015. Final interpretation of the obtained data was carried out at the Geological Institute KSC RAS (Apatity, Russia) as a contribution to the scientific research project No. AAAA-A19-119100290145-3. The author thanks his colleagues from the Belarusian State University, the Institute of Geology of Geological Scientific-Production Centre, and Geological Institute KSC RAS for assistance in field works and valuable reviews on the materials.

REFERENCES

- Aboltyn's O.P. (1989). *Glyatsiostruktura i lednikovyi morfogenez* (Glaciostructure and glacial morphogenesis). Riga: Zinatne (Publ.), 284 p. (in Russ.)
- Aboltyn's O.P., Aseyev A.A., Vonsavigyus V.P. et al. (1988). *Ostrovnye vozvyshennosti kak osobym sposobom organizovannye ob'ekty* (Insular uplands as objects organized in a special way). Tallin: AS ESSR (Publ.), 56 p. (in Russ.)
- Arslanov Kh.A., Voznyachuk L.N., Velichkevich F.Yu. et al. (1971). Paleogeography and Geochronology of the Middle Valdai Interstadial in the Belarussian Poozerie. *Doklady Earth Sciences*. Iss. 201. No 3. P. 661–664. (in Russ.)
- Astakhov V., Shkatova V., Zastrozhnov A., Chuyko M. (2016). Glaciomorphological Map of the Russian Federation. *Quaternary International*. Vol. 420. P. 4–14. <http://doi.org/10.1016/j.quaint.2015.09.024>
- Astapova S.D., Vinokurov V.F. (2001). Guiding boulders of the marginal glacial formations of the Belarussian Lakeland. *Doklady Natsional'noy akademii nauk Belarusi*. Vol. 45. No. 2. P. 115–118. (in Russ.)
- Chebotareva N.S., Makarycheva I.A. (1974). *Poslednee oledenenie Evropy i ego geokhronologiya* (The last glaciation of Europe and its geochronology). M.: Nauka (Publ.), 216 p. (in Russ.)
- Faustova M.A. (1973). Features of relief formation in the zones of ice divides (on the example of the Lovat ice-lobe of the last glaciation). *Izvestiya AS USSR. Geograficheskaya seriya*. No. 4. P. 102–111. (in Russ.)
- Gareckiy R.G., Karataev G.I. (2009). Tectonic-geodynamic node in the center of the East European Platform. *Doklady Natsional'noy akademii nauk Belarusi*. Vol. 53. No. 1. P. 99–103. (in Russ.)
- Geology Page. OpenStereo. [Electronic data]. Access way: <https://www.geologypage.com/2013/07/openstereo.html> (access date: 12.07.2021)
- Geology Page. Surfer 13. [Electronic data]. Access way: <https://www.geologypage.com/2015/07/surfer-13.html> (access date: 12.07.2021).
- Gorska M. (2000). Some petrographical features of Vistulian lodgement till in the central and southern Wielkopolska lowland and their significance towards estimating the dynamics of the last ice-sheet. Poznan: PTPN (Publ.), 147 p.
- Gurskiy B.N., Levitskaya R.I. (1975). The ratio of marginal glacial formations and the main forms of pre-Quaternary relief in Belarus. *Doklady AN BSSR*. Vol. XIV. No. 6. P. 552–553. (in Russ.)
- Hughes A.L.C., Gyllencreutz R., Lohne Ø.S. et al. (2015). The last Eurasian ice sheets – a chronological database and time-slice reconstruction, DATED-1. *Boreas*. Vol. 45. Iss. 1. P. 1–45. <http://doi.org/10.1111/bor.12142>
- Isachenkov V.A. (1988). *Problemy morfostruktury i lednikovoi morfoskopul'tury* (Problems of morphostructure and ancient glacial morphosculpture). Leningrad: Nauka (Publ.), 176 p. (in Russ.)
- Isachenkov V.A., Tatarnikov O.M. (1972). Genesis and types of insular uplands in the northwestern Russian Plain. *Byulleten' Moskovskogo gosudarstvennogo universiteta. Seriya geograficheskaya*. No. 4. P. 46–49. (in Russ.)
- Kajrukštis L.A., Basalykas A.B., Mikalauskas A.P. et al. (1983). Assessment of the dissection of the Lithuanian relief for the purposes of modeling regional development. *Trudy AN Litovskoi SSR. Seriya B*. Iss. 5. No. 138. P. 85–93. (in Russ.)
- Kalm V. (2012). Ice-flow pattern and extent of the last Scandinavian Ice Sheet southeast of the Baltic Sea. *Quaternary Science Reviews*. Vol. 44. P. 51–59. <http://doi.org/10.1016/j.quascirev.2010.01.019>
- Karabanov A.K., Gareckiy R.G., Aizberg R.E. (2009). *Neotektonika i neogeodinamika zapada Vostochno-Evropeiskoi platformy* (Neotectonics and neogeodynamics of the West of the East European Platform). Minsk: Belaruskaya Navuka (Publ.), 183 p. (in Russ.)
- Karabanov A.K., Matveev A.V. (2011). The Pleistocene glaciations in Belarus. Quaternary glaciations – extent and chronology: A closer look. Amsterdam: Elsevier (Publ.), P. 29–36.
- Komarovskiy M.E. (2009). *Paleodoliny Belorusskogo Poozer'ya* (Palaeo-valleys in the Belarussian Poozerje area). Minsk: BSU (Publ.), 183 p. (in Russ.)
- Lavrushin Yu.A., Geptner A.R., Golubev Yu.K. (1986). *Levodnyi tip sedimentatsii i litogeneza* (Ice type of sedimentation and lithogenesis). M.: Nauka (Publ.), 156 p. (in Russ.)
- Levyh N.N. (1999). *Kory vyvetrivaniya zapadnoi chasti Vostochno-Evropeiskoi platformy* (Weathering crusts of the West part of the East European Platform). Minsk: Institute of Geological Sciences (Publ.), 201 p. (in Russ.)
- Makkaveev A.N. (1972). Questions of studying the pre-quaternary relief on the example of the south-western part of Valdai upland. *Geomorfologiya*. No. 3. P. 72–78. (in Russ.)
- Matveev A.V. (1990). *Istoriya formirovaniya rel'efa Belarusi* (The history of the formation of the relief of Belarus). Minsk: Navuka i tehnika (Publ.), 144 p. (in Russ.)
- Matveev A.V. (1993). Features of dynamics of the Poozerje glaciation in northern Belarus. *Doklady Natsional'noi*

- akademii nauk Belarusi*. Iss. 37. No. 3. P. 89–91. (in Russ.)
- Missuna A.B. (1901). Study of marginal moraines in the provinces of Vilna, Vitebsk, Minsk. *Byulleten' Moskovskogo obshchestva ispytatelei prirody. Novaya seriya*. Vol. 14. No. 3. P. 82–85. (in Russ.)
- Nagornyi M.A. (2009). Tectonics of the Orsha depression. *Litasfera*. No. 2 (31). P. 67–74. (in Russ.)
- Nechyporenko L.A. (1989). *Usloviya zaleganiya i tektonicheskaya predopredelennost' antropogenovogo pokrova Belorussii* (Conditions of stratification and tectonic pretermination of the anthropogenic cover of Belarus). Minsk: Nauka i Tehnika (Publ.), 114 p. (in Russ.)
- Pavlovskaya I.E. (1994). *Polotskii ozero-lednikovyi vodoem: stroenie, rel'ef, istoriya razvitiya* (Polotsk glacier-lake basin: structure, relief, history of development). Minsk: Navuka i tehnika (Publ.), 128 p. (in Russ.)
- Rinterknecht V., Hang T., Gorlach A. et al. (2018). The Last Glacial Maximum extent of the Scandinavian Ice Sheet in the Valday Heights, western Russia: Evidence from cosmogenic surface exposure dating using ^{10}Be . *Quaternary Science Reviews*. Vol. 200. P. 106–113. <http://doi.org/10.1016/j.quascirev.2018.09.032>
- Rinterknecht V.R., Pavlovskaya I.E., Clark P.U. et al. (2007). Timing of the last deglaciation in Belarus. *Boreas*. Vol. 36. Iss. 3. P. 307–313. <http://doi.org/10.1111/j.1502-3885.2007.tb01252.x>
- San'ko A.F. (1987). *Neopleistotsen severo-vostochnoi Belorussii i smezhnykh raionov RSFSR* (Neopleistocene of north-eastern Belorussian and adjacent regions of the RSFSR). Minsk: Nauka i Tehnika (Publ.), 176 p. (in Russ.)
- Vashkov A. (2012). Geological structure and glacial morphogenesis of the Gorodok Upland. *Litasfera*. No. 37(2). P. 32–40. (in Russ.)
- Vashkov A. (2015). *Struktura i lednikovyi morfogenez Gorodokskoi vozvyshennosti* (Structure and glacial morphogenesis of the Gorodok Upland). PhD thesis. Minsk: The State Enterprise “SPC for Geology”, 154 p. (in Russ.)
- Vereteinikov N.V., Kruchek S.A., Matveev A.V. et al. (2010). *Stratigraficheskie skhemy dokembriiskikh i fanerozoiskikh otlozhenii Belarusi. Ob'yasnitel'naya zapiska* (Stratigraphic schemes of Precambrian and Phanerozoic deposits of Belarus. Explanatory note). Minsk: Belarusian Scientific Research Geological Exploration Institute (Publ.), 282 p. (in Russ.)
- Zernitskaya V.P., Vlasov B.P., Matveev A.V. et al. (2020). The correlation of the environmental dynamics of the southeastern periphery of the poozerye (Valdai) glaciation in the late glacial and Holocene. *Journal of the Belarusian State University. Geography and Geology*. No. 1. P. 45–59. (in Russ.)

УДК 551.435.162:551.4.025

ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНАЯ ОЦЕНКА МЕХАНИЗМА РАЗМЫВА В НАЧАЛЬНОЙ СТАДИИ ФОРМИРОВАНИЯ ОВРАГА[#]

© 2023 г. **Г. А. Ларионов¹, С. Ф. Краснов¹, Л. Ф. Литвин¹, А. В. Горобец^{1,*},
Л. В. Кобыльченко (Куксина)¹, Н. Р. Крючков²**

¹ *Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, географический факультет, Москва, Россия*

² *Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, факультет почвоведения, Москва, Россия*

*E-mail: GorobetsAV@geogr.msu.ru

Поступила в редакцию 14.05.2022 г.

После доработки 04.09.2022 г.

Принята к публикации 10.11.2022 г.

В работе излагаются результаты и теоретическое обоснование экспериментального исследования механизма и интенсивности размыва в начальной стадии формирования вершин оврагов. Экспериментальная струйная установка позволяет изменять угол атаки струи от 0.5 до 90° при скоростях истечения до 6 м/с. Угол атаки в опытах изменялся с шагом в 10°, скорость течения выдерживалась в диапазоне 1.01–1.04 м/с. Зависимость интенсивности размыва грунта от угла атаки струи характеризуется положительным трендом в диапазоне от нуля до 40°. При более высоких значениях (в диапазоне углов от 50 до 90°) интенсивность последовательно снижается. Наиболее низкие абсолютные значения наблюдались при угле атаки 90°. Предполагаются две основные причины специфики изменения интенсивности размыва почвы и грунта при различных углах атаки потока — гидратационная и гидромеханическая. Первая обуславливает ослабление и разрушение межагрегатных связей проникающей в грунт водой, вторая — сочетанием направления сил гидродинамического напора и сил, удерживающих частицу (агрегат) на месте. Анализ сил, воздействующих на отдельную частицу грунта падающей струей, показывает максимум этого воздействия при угле атаки 41°. Сток в руслах оврагов происходит эпизодически и полученные результаты следует относить к начальному периоду размыва — периоду до образования так называемой воронки размыва.

Ключевые слова: вершинные уступы, скорость размыва, струйная установка, угол атаки, гидратация, гидродинамика размыва

DOI: 10.31857/S2949178923010085, **EDN:** GQFSMY

ВВЕДЕНИЕ

Образование и развитие оврагов — один из самых наглядных и эффективных процессов рельефообразования на хозяйственно освоенных равнинах России. Развитие оврагов наносит практически невосполнимый ущерб земельным ресурсам и отрицательно влияет на состояние окружающей среды — ускоряя и усиливая транспорт загрязняющих веществ в реки и водоемы. Плотность и густота оврагов на равнинах ЕТР достигают 5 ед./км, средняя густота — до 1.3 км/км² (География овражной эрозии, 2006). Научное обоснование борьбы с оврагообразованием имеет более чем столетнюю историю, но развитие новых технологий землепользования, строительства и т.д., тре-

бует современных разработок методов и способов этой борьбы. В частности, необходима углубленная оценка физики механизма роста оврагов. Главными точками роста оврагов являются вертикальные уступы и круто наклонные участки тальвегов в вершинах оврагов. Падающая с уступов струя воды размывает нижележащее днище, образуя так называемую “воронку размыва”. Для определения глубины ожидаемого размыва гидравликами был предложен ряд формул, в том числе и специально для вершин оврагов. В формуле Ц.Е. Мирцхулавы (Мирцхулава, 1970) одним из основных факторов глубины ожидаемого размыва, помимо гидравлических характеристик потока, принят гранулометрический состав грунта и угол наклона ниспадающей струи к горизонту. На первоначальном этапе воронки размыва ниспадающая струя соприкасается с “ровной” поверхностью днища, поскольку воронка размыва, оставленная предыдущим эпизодом стока, зарав-

[#] Ссылка для цитирования: Ларионов Г.А., Краснов С.Ф., Литвин Л.Ф. и др. (2023). Экспериментальная оценка механизма размыва в начальной стадии формирования оврага // Геоморфология и палеогеография. Т. 54. № 2. С. 97–104. <https://doi.org/10.31857/S2949178923010085>; <https://elibrary.ru/GQFSMY>

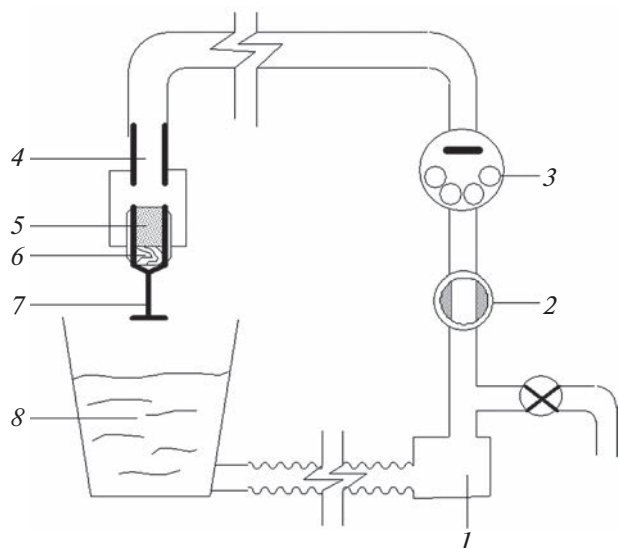


Рис. 1. Схема установки для исследования разрушения почв и грунтов струей воды.

1 – насос; 2 – конический кран; 3 – расходомер; 4 – насадка квадратного сечения; 5 – кассета с образцом; 6 – плунжер; 7 – подающий винт, 8 – приемная емкость для воды. Насадка может вращаться в плоскости, перпендикулярной плоскости рисунка.

Fig. 1. The diagram of the installation for studying soil and subsoil destruction with water jet.

1 – pump; 2 – plug valve; 3 – flow meter; 4 – square nozzle; 5 – cartridge with the sample; 6 – plunger; 7 – feeding screw; 8 – water discharge tank. The nozzle may rotate in the plane perpendicular to the plane of the figure.

нивается процессами оплывания, обваливания грунта.

В геоморфологических исследованиях все большую долю занимают современные процессы рельефообразования, интерес к которым соответствует и запросам практики. При этом многие инженерные решения затруднительны, а то и невозможны, без проникновения в физическую сущность и механизм процессов или, по крайней мере, без количественного описания результатов этих процессов и их взаимосвязей с определяющими факторами. В этом отношении особая роль принадлежит активному эксперименту и физическому моделированию, имеющим в области исследования эрозионно-русловых и овражных систем многолетнюю историю (Арманд, 1948; Маккавеев и др., 1961; Косов, Никольская, 1974; Dabney et al., 2004).

Результаты экспериментов, изложенные ниже, как раз и имели целью оценить влияние угла наклона падающей струи (угла атаки струи) на интенсивность размыва грунта в период до образования воронки размыва.

МЕТОДИКА И ОБОРУДОВАНИЕ

В экспериментах по оценке механизма и интенсивности размыва в верховьях оврагов была задействована авторская струйная установка, ранее примененная для оценки размыва почв при высоких скоростях и углах атаки (Ларионов и др., 2018). Ранее устройства подобного типа для оценки сопротивления почв и грунтов размыву широко использовались российскими исследователями (Бастраков, 1994; Золотов, 2005), а зарубежными для оценки влияния физико-химических свойств почв и грунтов на интенсивность их размыва (Hanson, Cook, 2004; Courivaud et al., 2009; Kimiaghalam et al., 2016).

Основное и принципиальное отличие авторской установки – струя воды из насадки поступает на поверхность размываемого образца почвы или грунта под различными углами атаки. Этот угол определен углом между направлением струи и поверхностью почвы в точке удара струи. Угол атаки устанавливался путем изменения наклона насадки от 0.5 до 90°. Общая схема струйной установки представлена на рис. 1.

Направляющее струю устройство-насадка (4) представляет собой короткую квадратную трубу сечением 4 см², шарнирно закрепленную на раме и соединенную через гибкий рукав с водомерным счетчиком и насосом. Кассета (5) с испытуемым образцом, размером 17 × 17 мм и высотой 30 мм, устанавливается в специальный кассетодержатель, который вертикально прикреплен к раме установки. С нижней стороны к кассетодержателю через резиновое уплотнение крепится пластина с подающим винтом плунжера. Сбоку по центру кассетодержателя расположен винт, обеспечивающий фиксирование кассеты в заданном положении. Насадка благодаря гибкому рукаву и оси ее вращения, совпадающей с центральной осью поверхности образца, располагается на неизменном расстоянии от него при любых углах наклона. Кроме того, такое конструктивное решение позволяет поверхности образца всегда полностью находиться под воздействием струи. В приемной емкости для воды (8) помещается фильтр из плотного нетканого материала в форме усеченного конуса. Фильтр предназначен для задержания агрегатов и частиц размываемых образцов с тем, чтобы снизить мутность циркулирующей воды (Ларионов и др., 2008). Подающий винт, предназначенный для экструдирования образца почвы из кассеты, приводится в движение рукояткой. Вращая рукоятку, наблюдатель во все время опыта поддерживает поверхность образца почвы вровень с краями кассеты. Подсветка зоны контакта струи воды с образцом миниатюрной светодиодной лампой повышает четкость визуального наблюдения размыва образца, включая и срыв отдельных агрегатов почвы, а также

улучшает условия фотофиксирования положения поверхности размываемого образца.

В качестве исходного материала для изготовления модельных образцов использовался легкоглинистый пахотный горизонт чернозема (Воловский район Тульской области). Из него сухим просеиванием отбирались агрегаты размером 1–2 мм, из которых формировались модельные образцы с плотностью 1.3 г/см³. Навески почвы помещались в алюминиевые бюксы и насыщались водой до 24%-ной влажности от массы воздушно-сухой почвы, что соответствует 55% от капиллярной влагоемкости, которая определялась для фракции 1–2 мм методом капиллярного насыщения в трубках. При такой влажности почва достигала предельной или близкой к ней консолидации (Nearing et al., 1988). После 16–18-часовой выдержки образец укладывался в кассету и его плотность доводилась до заданной величины (1.3 г/см³), характерной для пахотных горизонтов почв (Кузнецов, 1981).

Угол атаки струи устанавливался путем изменения наклона насадки. В первом варианте опыта угол составлял 0.5°. Далее угол атаки изменялся с шагом в 10° вплоть до 90°. Повторность опытов в каждой серии – 5–10 измерений. Расход воды устанавливался по водомерному счетчику, а скорость потока определялась как частное от деления расхода на сечение насадки. Скорость истечения воды из насадки во всех вариантах опыта составляла 1.01–1.04 м/с. Температура воды в установке поддерживалась в диапазоне – 18–21°C (Ларионов и др., 2014). Опыты проводились до полного размыва образца, а интенсивность размыва оценивали массой сухой почвы, потерянной с единицы площади образца в единицу времени (г/(м² с)).

РЕЗУЛЬТАТЫ И АНАЛИЗ

Статистическая обработка результатов (табл. 1) показывает, что вариабельность показателей интенсивности размыва находится в тех же пределах, что и в опытах с гидравлическими лотками (Ларионов и др., 2011).

Изменение интенсивности размыва в зависимости от угла атаки струи демонстрирует ее постепенное нарастание при значениях углов вплоть до 40°. При более высоких значениях (в диапазоне углов от 50 до 90°) интенсивность резко и сравнительно равномерно снижается. Наиболее низкие значения интенсивности размыва наблюдались при угле атаки струи 90° (рис. 2).

Подобная картина имела место в предыдущей серии исследований интенсивности размыва от величины угла атаки водной струи (Ларионов и др., 2018). Эксперименты проводились на аналогичной установке, но при более высокой скоро-

Таблица 1. Интенсивность размыва почвенных образцов при различных углах истечения потока

Table 1. Rate of erosion of soil samples at different angles of flow direction

Угол атаки струи, град.	<i>n</i>	$\bar{x}$, г/(м ² с)	<i>s</i> , г/(м ² с)	<i>Cv</i> , %
0.5	5	71.7	9.4	13
10	6	81.4	11	14
20	10	80.8	14	17
30	6	106	11	10
40	5	120	18	15
45	6	70.9	6.1	8.6
50	6	38.4	3.6	9.4
60	6	30.0	3.9	13
70	6	27.0	4.8	18
80	6	16.6	3.2	19
90	5	11.5	1.2	10

Примечание. *n* – объем выборки (повторность измерения); $\bar{x}$ – среднее арифметическое значение; *s* – стандартное отклонение; *Cv* – коэффициент вариации.

сти истечения струи (1.24 м/с) и большем шаге изменения угла (15°) во всем диапазоне. Увеличенный шаг обусловил более сглаженный вид тренда, а высокая скорость – повышенные абсолютные значения интенсивности размыва. Рост интенсивности размыва при увеличении угла атаки в диапазоне от 0 до 50° зафиксирован и для русловых потоков (Ларионов и др., 2016б) при существенном отличии их гидравлических свойств от гидравлики струйчатых потоков.

Близкая по форме зависимость (с максимумом при угле атаки в 40–45° и абсолютном минимуме при 85°) установлена при оценке влияния угла атаки волны на интенсивность перемещения наносов (Khalifa, and Zahra, 2014).

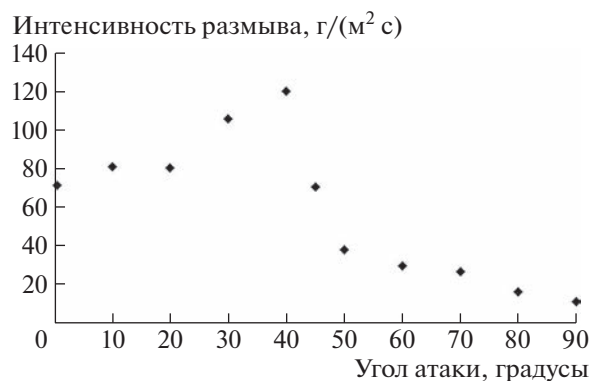


Рис. 2. Зависимость интенсивности размыва почвы от угла атаки струи воды.

Fig. 2. The relationship between soil erosion rate and the water jet heading angle.

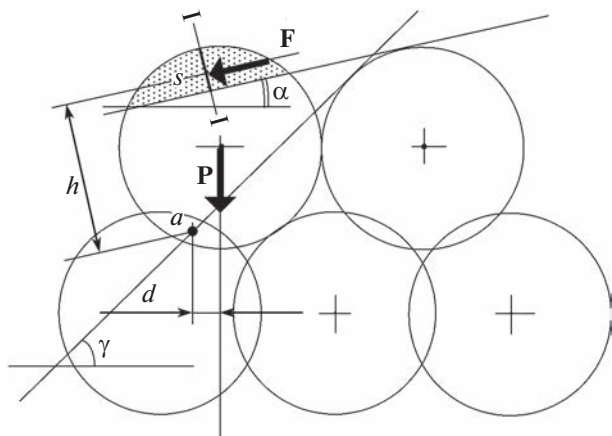


Рис. 3. Силы, действующие на частицу при угле атаки менее критической величины (угол α меньше угла γ). Пояснение обозначений приведено в тексте.

Fig. 3. Forces affecting the particle at the angle of attack lower than critical (angle α lower than angle γ). An explanation of the items is given in the text.

Раскрытие физической сущности “гидромониторного эффекта” (Маккавеев, 1955) требует исследований взаимодействия падающего потока воды и размываемого грунта на “микроуровне”. Можно предположить, что для размыва гумусированных черноземов с прочными межагрегатными связями наибольшее влияние на интенсивность размыва имеет разрушение этих связей при гидратации. Ранее показано (Ларионов и др., 2016а), что разрушение связи между частицами при отсутствии внешнего механического давления и наличии свободной поровой воды происходит в результате расклинивающего действия той диффузной части пленок воды, которые образуются при гидратации двойного электрического слоя (слой Гуи-Чепмена). В результате частицы внешнего слоя отодвигаются от основной массы на расстояние заведомо больше, чем дальность действия межмолекулярных сил (< 50 нм) (Осипов, 2014). В итоге такие частицы можно рассматривать как свободно лежащие на поверхности образца, а подъемная сила слоя воды уже действует на них. В этом случае даже при низких скоростях течения поток способен захватывать частицы, несмотря на то, что при этом касательное напряжение на три порядка меньше, чем сопротивление почвы разрыву (Nearing et al., 1991).

Из этого следует, что скорость размыва связного зернистого грунта при постоянной скорости потока и при прочих равных условиях зависит от темпов разрушения межагрегатных связей в поверхностном слое почвы под действием свободной поровой воды. Скорость и объем поступления воды в поверхностный слой почвы зависят от угла атаки. При угле атаки в 90° часть струи, попадающей в зазор между частицами верхнего слоя,

теряет скоростной напор уже при встрече со вторым слоем частиц грунта. В связи с этим вода медленнее и не столь глубоко проникает в почвенные образцы в процессе размыва и, следовательно, медленнее протекает разрушение межагрегатных связей. Соответственно, замедляется и срыв частиц грунта струей воды. Кроме того, с возрастанием угла атаки струи возрастает пригрузающий эффект, максимум которого достигается при углах, близких к 90° . Этим эффектом объясняется и более заметное падение интенсивности размыва для углов атаки больше 40° .

Причины зависимости интенсивности размыва почвы от угла атаки струи, помимо сочетания разрушения межагрегатных связей водой с изменением гидродинамического напора, имеют и гидромеханическую составляющую. Вероятно, эта составляющая для связных грунтов с менее сильными межагрегатными связями, чем гумусированные почвы, имеет преимущество. Частица, лежащая на поверхности образца, испытывающая гидродинамическое давление струи воды, будет неподвижна, пока сумма моментов сил, действующих на нее, по часовой стрелке относительно точки вращения “а” (рис. 3) будет больше суммы моментов сил против часовой стрелки. Из рисунка видно, что на частицу действуют сила веса, приложенная к ее центру тяжести, и сила давления струи, приложенная к центру тяжести поперечного (лобового) сечения той части частицы, которая не “прикрыта” соседней частицей, испытывающей давление струи.

Следует заметить, что если момент от силы веса величина постоянная и не зависит от угла атаки α , то момент от силы давления струи зависит от угла атаки, определяющего площадь воздействия струи на частицу и точку приложения силы давления. При постоянной скорости потока сила давления будет возрастать с увеличением угла атаки вследствие роста поперечной площади воздействия от нуля до максимального значения, равного поперечной площади почвенной частицы.

Отметим, что поток воздействует только на ту часть частицы, которая не прикрыта соседней частицей со стороны потока. Исходя из предположения, что форма частицы шар, площадь лобового сечения I—I будет равна площади сегмента круга, отсекаемого касательной, проведенной под углом атаки α к поверхности соседней частицы.

Запишем уравнение моментов сил действующих на частицу сил, относительно опорной точки “а”:

$$M_a = Pd - Fh, \quad (1)$$

где M_a — сумма моментов всех сил, действующих на частицу; P, d — соответственно вес и плечо момента почвенной частицы; F, h — соответственно

сила и плечо лобового давления. Сила лобового давления равна:

$$F = 0.5C\rho_0V^2S, \quad (2)$$

где ρ_0 — плотность воды; V — скорость потока; S — площадь поперечного сечения; C — коэффициент формы.

Таким образом, из первого уравнения следует, что движение частицы начнется только в случае, когда момент силы лобового давления водного потока превысит момент силы тяжести, который остается постоянным для всех значений угла атаки. Момент силы давления водного потока с увеличением угла атаки постоянно возрастает, благодаря росту площади поперечного сечения частицы, на которую воздействует поток, до того момента, когда угол атаки достигнет значения угла γ (рис. 3). Угол γ образован касательной, проведенной из точки “а” к поверхности соседней частицы.

На рис. 4 показана схема приложения действующих на частицу сил при угле атаки большем угла γ . Исходя из схемы рисунка, запишем уравнение моментов сил относительно все той же точки “а”:

$$M_a = Pd - F_1h_1 + F_2h_2, \quad (3)$$

где F_1, F_2 — соответственно силы лобового давления, создающие момент против и по часовой стрелке; h_1, h_2 — соответственно плечи моментов против и по часовой стрелке. Остальные обозначения прежние.

Отличием уравнения (3) от (1) является наличие третьего члена, обусловленного тем, что струя как бы разделяется на две части, одна из которых продолжает поворачивать (отрывать) частицу от опоры, оказывая давление на часть поперечного сечения частицы площадью S_1 , другая — прижимать к ней, действуя на другую часть сечения площадью S_2 . Опрокидывающий момент, с ростом угла атаки, начинает уменьшаться.

Таким образом, угол атаки, равный углу γ , является критическим, поскольку именно при этом угле воздействие струи на почвенные частицы максимально, что и определяет максимальное значение интенсивности смыва. Для данной формы укладки и формы частиц зернистого грунта значение угла атаки, при котором интенсивность смыва максимальна, равно 41° , что вполне согласуется с данными экспериментов (рис. 2).

В заключение отметим, что значение угла атаки, при котором интенсивность смыва монофракционных образцов почвы максимальна, не зависит от скорости потока, размера и плотности частиц, а определяется лишь формой их укладки.

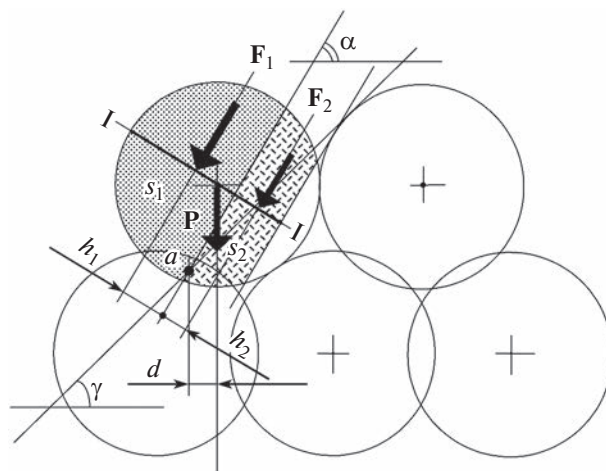


Рис. 4. Силы, действующие на частицу при угле атаки более критической величины (угол α больше угла γ). Пояснение обозначений приведено в тексте.

Fig. 4. Forces affecting the particle at the angle of attack higher than critical (angle α larger than angle γ). An explanation of the items is given in the text.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Интенсивность роста оврагов в значительной мере зависит от морфологии их вершин, прежде всего, вертикальных уступов и круто наклонных быстротиков с различной крутизной тальвега. Интенсивность смыва вершин оврагов, помимо гидрологических характеристик водных потоков, зависит и от угла сочленения русла быстрого течения с дном оврага (угла атаки).

Результаты экспериментов с размывом модельных образцов агрегированных связных грунтов свидетельствуют о более сложной картине изменения интенсивности смыва во всем возможном диапазоне углов атаки потока ($0.5-90^\circ$), чем это предполагалось ранее. На начальном этапе размыва максимум интенсивности смыва зафиксирован при угле атаки потока в узком диапазоне (около 40°). Эта закономерность может быть использована для расчетов скорости образования воронки размыва, образующейся в последующем. Величина угла наклона падающей струи влияет на интенсивность смыва и в самой воронке. Так, Ц.Е. Мирцхулавой экспериментально показано, что допускаемые донные скорости увеличиваются с ростом угла падения, и это увеличение тем более контрастно, чем больше сцепление грунта (Мирцхулава, 1970).

Предполагаются две основные причины изменения интенсивности размыва почв и грунтов при различных углах атаки — гидратационная и гидромеханическая. Первая обуславливает ослабление и разрушение межагрегатных связей проникающей в грунт водой, вторая — взаимодействием направления гидродинамического напора

и сил, удерживающих частицу (агрегат) на месте. Предполагается одновременное действие этих процессов с вероятным преобладанием одного из них в зависимости от прочности межагрегатных связей.

БЛАГОДАРНОСТИ

Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда № 22-27-00316, <https://rscf.ru/project/22-27-00316>. При подготовке модельных образцов использовалась инфраструктура научно-исследовательской лаборатории эрозии почв и русловых процессов имени Н.И. Маккавеева МГУ в рамках темы по госзаданию (№ 121051100166-4). Авторы благодарны своим коллегам О.Г. Бушуевой, Н.Г. Добровольской и З.П. Кирюхиной активным участникам экспериментов и обработки результатов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Арманд Д.Л. (1948). Обзор экспериментальных методов в геоморфологии // Проблемы физической географии. Т. XIII. М.—Л.: Изд-во АН СССР, С. 37—58.
- Бастраков Г.В. (1994). Эрозионная устойчивость рельефа и противоэрозионная защита земель. Брянск: Изд-во БГПИ, 260 с.
- География овражной эрозии / Е.Ф. Зорина. (2006). М.: Изд-во МГУ, 324 с.
- Золотов А.И. (2005). Оценка эрозионной устойчивости пахотных земель Ульяновского Предволжья с целью их противоэрозионного использования // XX пленарное межвуз. координац. совещ. по проблеме эрозионных, русловых и устьевых процессов (Ульяновск, 13—15 октября 2005 г.) / Доклады и краткие сообщения. Ульяновск: УГПУ, С. 40—44.
- Косов Б.Ф., Никольская И.И. (1974). Экспериментальные исследования процесса развития оврага // Геоморфология. № 3. С. 39—45. <https://doi.org/10.15356/0435-4281-1974-3-39-45>
- Кузнецов М.С. Противоэрозионная стойкость почв. М.: Изд-во МГУ, 1981. 135 с.
- Ларионов Г.А., Бушуева О.Г., Горобец А.В. и др. (2018). Влияние угла атаки на скорость размыва связного зернистого грунта на примере черноземной почвы // Почвоведение. 2018. № 2. С. 253—256. <https://doi.org/10.7868/S0032180X18020132>
- Ларионов Г.А., Бушуева О.Г., Добровольская Н.Г. и др. (2011). Эродируемость модельной почвы различной плотности // Почвоведение. № 8. С. 995—999.
- Ларионов Г.А., Бушуева О.Г., Добровольская Н.Г. и др. (2014). Влияние температуры воды и влажности почвы на эродируемость образцов чернозема (модельный опыт) // Почвоведение. № 7. С. 890—896. <https://doi.org/10.7868/S0032180X14070107>
- Ларионов Г.А., Бушуева О.Г., Добровольская Н.Г. и др. (2016а). Оценка вклада сил негидравлической природы в нарушение связей между почвенными частицами в процессе водной эрозии // Почвоведение. № 5. С. 593—598. <https://doi.org/10.7868/S0032180X16050117>
- Ларионов Г.А., Добровольская Н.Г., Кирюхина З.П., Литвин Л.Ф. (2008). Влияние взвешенных наносов на эродируемость почв // Почвоведение. № 7. С. 871—876.
- Ларионов Г.А., Литвин Л.Ф., Краснов С.Ф. и др. (2016б). Экспериментальные исследования размыва береговых обрывов и откосов // Геоморфология. № 2. С. 51—58. <https://doi.org/10.15356/0435-4281-2016-2-51-58>
- Маккавеев Н.И. (1955). Русло реки и эрозия в ее бассейне. М.: Изд-во АН СССР, 346 с.
- Маккавеев Н.И., Хмелёва Н.В., Заитов И.Р., Лебедева Н.В. (1961). Экспериментальная геоморфология. М.: Изд-во Моск. ун-та, 194 с.
- Мирихулава Ц.Е. (1970). Инженерные методы расчета и прогноза водной эрозии. М.: Колос, 240 с.
- Courivaud J.-R., Fry J.-J., Bonelli S. et al. (2009). Measuring the erodibility of soil materials constituting earth embankments: a key input for dams and levees safety assessment // Hydro. 2009. 9 p.
- Dabney S.M., Shields F.D.-Jr., Temple D.M., Langendoen E.J. (2004). Erosion processes in gullies modified by establishing grass hedges // Transactions of the ASAE. Vol. 47. No. 5. P. 1561—1571.
- Hanson G.J., Cook K.R. (2004). Apparatus, test procedures, and analytical methods to measure soil erodibility in situ // Applied Engineering in Agriculture. American Society of Agricultural Engineers. Vol. 20. No. 4. P. 455—462. <https://doi.org/10.13031/2013.16492>
- Khalifa M.A., Zahra Kh.A. (2014). Collective Review in Particular Reference to Soil Erosion around Maritime Structures, Effects of the Angle of Wave: Attack on Coastal Areas Formation and Variation on Transport Rates // American Journal of Marine Science. Vol. 2. No. 1. P. 25—32. <https://doi.org/10.12691/marine-2-1-4>
- Kimiaghalam N., Clark S.P., Ahmari H. (2016). An experimental study on the effects of physical, mechanical, and electrochemical properties of natural cohesive soils on critical shear stress and erosion rate // International Journal of Sediment Research. Vol. 31. P. 1—15. <https://doi.org/10.1016/j.ijsrc.2015.01.001>
- Nearing M.A., Bradford J.M., Parker S.C. (1991). Soil Detachment by Shallow Flow at Low Slopes // Soil Science Society of America Journal. Vol. 55. No. 2. P. 339—344. <https://doi.org/10.2136/sssaj1991.03615995005500020006x>
- Nearing M.A., West L.T., Brown L.C. (1988). A Consolidation Model for Estimating Changes in Rill Erodibility // Transactions of the ASAE. Vol. 31. No. 3. P. 696—700. <https://doi.org/10.13031/2013.30769>
- Osipov V.I. (2014). Physicochemical Theory of Effective Stresses in Soils // Water Resources. Vol. 41. No. 7. P. 801—818. <https://doi.org/10.1134/S0097807814070094>

EXPERIMENTAL ESTIMATE OF EROSION MECHANISM AT THE EARLY STAGE OF GULLY FORMATION¹

**G. A. Larionov^a, S. F. Krasnov^a, L. F. Litvin^a, A. V. Gorobets^{a, #}, L. V. Kobylchenko (Kuksina)^a,
and N. R. Kriuchkov^b**

^aLomonosov Moscow State University, Faculty of Geography, Moscow, Russia

^bLomonosov Moscow State University, Soil Science Faculty, Moscow, Russia

[#]E-mail: GorobetsAV@geogr.msu.ru

The article presents results of experiment and its theoretical justification aimed to study the mechanism and intensity of the early stage of gully head formation. The experiment was carried out using the jet installation that allows to change the angle of the water stream from 0.5 to 90° with the flow velocity of up to 6 m/s. The flow angle was changed with a 10° step, while the flow velocity was maintained in the range of 1.01–1.04 m/s. The intensity of soil erosion positively correlates with the flow angles (angles of attack) in the range from zero up to 40°. When the angle was increased to 50–90°, the intensity continuously declined. The lowest absolute values of erosion intensity were observed when the water flow was normal to the soil surface. There are two main reasons why the intensity of soil erosion changes with changing angle of stream flow; the first is hydraulic, the second is hydro-mechanical. The former determines weakening and destruction of inter-aggregate bonds by the water penetrating into the soil; the latter – by the combined vectors of forces of hydrodynamic head and forces keeping the particle (aggregate) in place. The experiment showed that the maximum impact of water jet on a separate soil particle occur at angle of 41°. The flow in a gully happens occasionally and the results obtained should be attributed to the early stage of erosion: the stage before formation of a so called gully headcut.

Keywords: gully headcut, erosion rate, jet installation, angle of attack, hydration, washout hydrodynamics

ACKNOWLEDGMENTS

The study was performed within the framework of the grant of the Russian Science Foundation No. 22-27-00316, <https://rscf.ru/en/project/22-27-00316/>. The preparation of model samples involved the infrastructure of the Makkaev Research Laboratory of Soil Erosion and Fluvial Processes, Lomonosov Moscow State University within the framework of the state assignment No. 121051100166-4. The authors are grateful to their colleagues O.G. Bushueva, N.G. Dobrovol'skaya and Z.P. Kiryukhina for their active participation in experiments and data processing.

REFERENCES

- Armand D.L. Revue of experimental methods in geomorphology. *Problemy fizicheskoi geografii*. Vol. XIII. Moscow–Leningrad: AN SSSR (Publ.), 1948. P. 37–58. (in Russ.)
- Bastrakov G.V. (1994). *Erozionnaya ustoichivost' rel'efa i protiverozionnaya zashchita zemel'* (Erosion resistance of relief and anti-erosion protection of land. Bryansk: Izd-vo BGPI (Publ.), 260 p. (in Russ.)
- Courivaud J.-R., Fry J.-J., Bonelli S. et al. (2009). Measuring the erodibility of soil materials constituting earth embankments: a key input for dams and levees safety assessment. *Hydro*. 9 p.
- Dabney S.M., Shields F.D.-Jr., Temple D.M., Langendoen E.J. (2004). Erosion processes in gullies modified by establishing grass hedges. *Transactions of the ASAE*. Vol. 47. No. 5. P. 1561–1571.
- Hanson G.J., Cook K.R. (2004). Apparatus, test procedures, and analytical methods to measure soil erodibility in situ. *Applied Engineering in Agriculture. American Society of Agricultural Engineers*. Vol. 20. No. 4. P. 455–462. <https://doi.org/10.13031/2013.16492>
- Khalifa M.A., Zahra Kh.A. (2014). Collective Review in Particular Reference to Soil Erosion around Maritime Structures, Effects of the Angle of Wave: Attack on Coastal Areas Formation and Variation on Transport Rates. *American Journal of Marine Science*. Vol. 2. No. 1. P. 25–32. <https://doi.org/10.12691/marine-2-1-4>
- Kimiaghalam N., Clark S.P., Ahmari H. (2016). An experimental study on the effects of physical, mechanical, and electrochemical properties of natural cohesive soils on critical shear stress and erosion rate. *International Journal of Sediment Research*. Vol. 31. P. 1–15. <http://dx.doi.org/10.1016/j.ijsrc.2015.01.001>
- Kosov B.F., Nikol'skaya I.I. (1974). Experimental studies of the gully development process. *Geomorfologiya*. No. 3. P. 39–45. (in Russ.) <https://doi.org/10.15356/0435-4281-1974-3-39-45>
- Kuznetsov M.S. (1981). *Protiverozionnaya stoikost' pochvy* (Erosion resistance of soils). Moscow: MGU (Publ.), 1981. 135 p. (in Russ.)
- Larionov G.A., Bushueva O.G., Dobrovol'skaya N.G. et al. (2011). Erodibility of model soils with different densities. *Eurasian Soil Science*. Vol. 44. No. 8. P. 914–918. <https://doi.org/10.1134/S1064229311040065>

¹ For citation: Larionov G.A., Krasnov S.F., Litvin L.F. et al. (2023). Experimental estimate of erosion mechanism at the early stage of gully formation. *Geomorfologiya i Paleogeografiya*. Vol. 54. No. 2. P. 97–104 (in Russian). <https://doi.org/10.31857/S2949178923010085>; <https://elibrary.ru/GQFSMY>

- Larionov G.A., Bushueva O.G., Dobrovol'skaya N.G. et al. (2014). Effect of the water temperature and soil moisture on the erodibility of chernozem samples: a model experiment. *Eurasian Soil Science*. Vol. 47. No. 7. P. 734–739. <https://doi.org/10.1134/S1064229314070096>
- Larionov G.A., Bushueva O.G., Dobrovol'skaya N.G. et al. (2016). Assessing the contribution of nonhydraulic forces to the destruction of bonds between soil particles during water erosion. *Eurasian Soil Science*. Vol. 49. No. 5. P. 546–550. <https://doi.org/10.1134/S1064229316050100>
- Larionov G.A., Bushueva O.G., Gorobets A.V., et al. (2018). Effect of impact angle on the erosion rate of coherent granular soil, with a chernozemic soil as an example. *Eurasian Soil Science*. Vol. 51. No. 2. P. 251–254. <https://doi.org/10.1134/S1064229318020072>
- Larionov G.A., Dobrovol'skaya N.G., Kiryukhina Z.P., Litvin L.F. (2008). Effect of suspended sediments on soil erodibility. *Eurasian Soil Science*. Vol. 41. No. 7. P. 768–773. <https://doi.org/10.1134/S1064229308070119>
- Larionov G.A., Litvin L.F., Krasnov S.F. et al. (2016). Experimental research of the cliffs and banks washaway. *Geomorfologiya*. No. 2. P. 51–58. (in Russ.). <https://doi.org/10.15356/0435-4281-2016-2-51-58>
- Makkaveev N.I. (1955). *Ruslo reki i eroziya v ee basseine* (River channel and erosion in its basin). Moscow: AN SSSR (Publ.), 346 p. (in Russ.)
- Makkaveev N.I., Khmeleva N.V., Zaitov I.R., Lebedeva N.V. (1961). *Eksperimental'naya geomorfologiya* (Experimental geomorphology). Moscow: Izd-vo Mosk. un-ta (Publ.), 194 p. (in Russ.)
- Mirtskhulava Ts.E. (1970). *Inzhenernye metody rascheta i prognoza vodnoi erozii* (Engineering methods of calculation and prediction of water erosion). Moscow: Kolos (Publ.), 240 p. (in Russ.)
- Nearing M.A., Bradford J.M., Parker S.C. (1991). Soil Detachment by Shallow Flow at Low Slopes. *Soil Science Society of America Journal*. Vol. 55. No. 2. P. 339–344. <https://doi.org/10.2136/sssaj1991.03615995005500020006x>
- Nearing M.A., West L.T., Brown L.C. (1988). A Consolidation Model for Estimating Changes in Rill Erodibility. *Transactions of the ASAE*. Vol. 31. No. 3. P. 696–700. <https://doi.org/10.13031/2013.30769>
- Osipov V.I. (2014). Physicochemical Theory of Effective Stresses in Soils. *Water Resources*. Vol. 41. No. 7. P. 801–818. <https://doi.org/10.1134/S0097807814070094>
- Zolotov A.I. (2005). Assessment of Erosion Resistance of Arable Lands of the Ul'yanovsk Pre-Volga Region for the Purpose of their Anti-erosion Use. *XX plenarnoe mezhvuzovskoe koordinatsionnoe soveshchanie po probleme erozionnykh, ruslovykh i ust'evykh protsessov (Ul'yanovsk, 13–15 oktyabrya 2005 g.)*. *Doklady i kratkie soobshcheniya*. Ul'yanovsk: UGPU (Publ.), P. 40–44. (in Russ.)
- Zorina E.F. (Ed.). (2006). *Geografiya ovrazhnoi erozii* (Geography of gully erosion). Moscow: Izd-vo MGU (Publ.), 324 p. (in Russ.)

УДК 551.435.43→551.324.22(571.66)

ГЕОМОРФОЛОГИЯ И ИСТОРИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ЛЕДНИКОВЫХ ОБРАЗОВАНИЙ ДОЛИНЫ р. ЕВЪВАЯМ (КОРЯКСКОЕ НАГОРЬЕ)[#]

© 2023 г. М. С. Лукьянычева^{1,2,*}

¹ Институт географии РАН, Москва, Россия

² Институт мерзлотоведения имени П.И. Мельникова СО РАН, Якутск, Россия

*E-mail: mashluk95@igras.ru

Поступила в редакцию 24.03.2022 г.

После доработки 04.08.2022 г.

Принята к публикации 10.11.2022 г.

На основе дешифрирования космических снимков и маршрутных исследований в долине установлены три разновозрастных комплекса морен, четко различающихся по морфологическим признакам. Самый древний — в низовьях р. Евъваям близ побережья Берингова моря, его морены характеризуются плохой сохранностью и значительно эродированы. В среднем течении выделяется хорошо выраженный в рельефе комплекс из трех более молодых и лучше сохранившихся моренных гряд (45, 62–72 и 87–95 м над у. м.), на которых сформировался маломощный почвенный покров. Самые молодые морены встречены в верховьях долины р. Евъваям на отметках 240–320 м над у. м., где они образуют продольные гряды — “языки”. Степень сохранности, морфология и размеры исследованного ледникового комплекса с учетом опубликованных данных по сопредельным районам указывают, что оледенение территории имело горно-долинный характер и максимальных размеров ледник, видимо, достигал в начале позднего плейстоцена, когда он выходил за пределы долины р. Евъваям к побережью. Морены в центральной части долины и в ее верховьях сформированы ледниками конца позднего плейстоцена, которые имели меньший масштаб. Область их питания в этот период ограничивалась серией ледниковых цирков и каров центральной части Пылгинского хребта. В настоящее время в цирках на отметках от 410 м до 720 м над у. м. также наблюдаются небольшие ледники, продолжающие формировать современные морены.

Ключевые слова: оледенение Северо-Восточной Азии, плейстоцен, палеогеография, четвертичные оледенения, морены

DOI: 10.31857/S2949178923010097, **EDN:** GQGELD

ВВЕДЕНИЕ

Оценка масштабов и хронологии четвертичных оледенений необходима для разработки глобальных климатических моделей и реконструкции палеоклиматов (Brigham-Grette et al., 2003; Barr, 2012). В последнем крупном обзорном исследовании по оледенениям Северного полушария авторами отмечается острая нехватка данных по северо-восточной Сибири и Дальнему Востоку (Batchelor et al., 2019). В данном ключе Корякское нагорье является наименее изученным.

Вопросам масштабов и хронологии четвертичных оледенений Восточной Сибири посвящены работы С.В. Обручева, И.Г. Николаева, Д.М. Колосова, Ю.Н. Попова, Л.Л. Бермана, А.П. Васильковского, А.П. Иванькова, Н.К. Клюкина, Г.К. Пичугиной, В.С. Преображенского, Ю.П. Дегтярен-

ко, Ю.П. Барановой и С.Ф. Бискэ, С.А. Стрелкова, В.Н. Виноградова, И.В. Мелекесцева, О.М. Петрова, О.Ю. Глушковой и Л. Гуалтиери, О.Н. Соломиной и Е.С. Филатова, А.А. Галанина, Н.А. Шило и многих других исследователей. Впервые проблема четвертичных оледенений северо-восточной Сибири затрагивалась в трудах П.А. Кропоткина, А.И. Воейкова и И.Д. Черского. П.А. Кропоткин предполагал существование четвертичного оледенения покровного типа на большей части Северо-Востока Азии. В противоположность ему, А.И. Воейков считал, что оледенение было менее обширным и на востоке Сибири носило горно-долинный характер. А вот поиски следов горных оледенений в бассейнах рек Колымы и Индигирки И.Д. Черским привели его к выводу, что последних там вообще не было (Зубаков, 1961). Незначительное распространение ледниковых отложений в регионе объяснялось этим исследователем резко континентальным типом климата региона в течение четвертичного периода.

[#] Ссылка для цитирования: Лукьянычева М.С. (2023). Геоморфология и хронология ледниковых образований долины р. Евъваям (Корякское нагорье) // Геоморфология и палеогеография. Т. 54. № 2. С. 105–120. <https://doi.org/10.31857/S2949178923010097>; <https://elibrary.ru/GQGELD>

Существенный объем фактического материала о ледниковых событиях был получен в ходе региональных геологических и геоморфологических исследований 1920–1930 гг., проводившихся под руководством С.В. Обручева и Ю.А. Билибина. Были установлены признаки существования четырех морфологических типов четвертичных оледенений: 1) ледниковые щиты, 2) эмбриональное, 3) сетчатое и 4) горно-долинное (Колосов, 1947). На основе этих данных были построены многочисленные локальные и региональные стратиграфические схемы.

Длительное время использовалась схема В.Н. Сакса, утвержденная Международным стратиграфическим совещанием в 1957 г., в рамках которой зырянский (ледниковый), каргинский (межледниковый), сартанский (ледниковый) горизонты приняты для большей части позднего неоплейстоцена Северо-Востока Азии. По мере накопления новой палеогеографической информации, концепция 2–3 позднеплейстоценовых региональных ледниковых эпох, доминировавшая в 1940–1960 гг. (Колосов, 1947; Баранова, Бискэ, 1964), сменилась представлениями о многостадийности (5–6 оледенений) позднеплейстоценовой ледниковой эпохи в большинстве горных районов Северо-Востока Азии (Дегтяренко, 1961).

Крупное обобщение результатов геологического и геоморфологического картографирования северо-востока Сибири выполнено О.Ю. Глушковой (Glushkova, 1992, 2011; Глушкова, Гуалтиери, 1998). Достоверно установлены комплексы отложений трех стадий четвертичного оледенения: среднеплейстоценовая (самаровская), максимум которой имел место около 148–135 тыс. л. н. (Ананьев, 1988) и две позднеплейстоценовых: 65–32 (зырянская) и 24–12.5 тыс. л. н. (сартанская) (Баранова, Бискэ, 1964; Глушкова, Гуалтиери, 1998; Glushkova, 2011).

Несмотря на более чем столетний период изучения четвертичных ледниковых событий в Северо-Восточной Азии, многие важные вопросы пока еще не решены. До сих пор нет единого мнения о количестве ледниковых эпох, характере и масштабах оледенений, их возрастных границах. Кроме того, наблюдается острая нехватка абсолютных датировок по всему огромному региону, в том числе и по Корьякскому нагорью. Так, по нашим сведениям, самые последние исследования с целью уточнения возраста ледниковых осадков на Корьякском нагорье были проведены О.Ю. Глушковой с коллегами (Глушкова, Гуалтиери, 1998; Gualtieri et al., 2000; Brigham-Grette et al., 2003). Серией космогенных датировок по ^{36}Cl были определены масштабы и возраст оледенения последнего ледникового максимума (LGM) (Gualtieri et al., 2000).

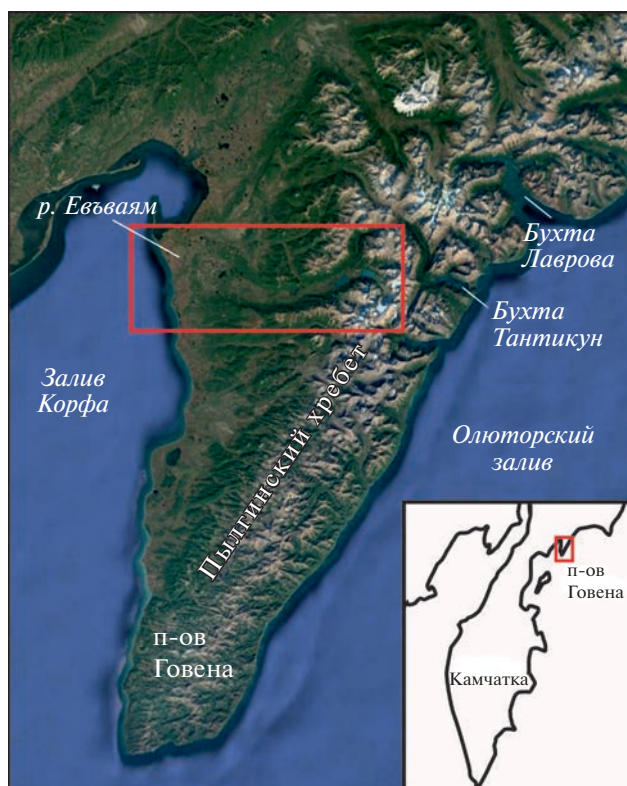


Рис. 1. Положение п-ова Говена и долины р. Евъваям (снимок Google Earth).

Fig. 1. Goven Peninsular and the Ev'vayam Valley (Google Earth).

С целью уточнения положения границ четвертичных ледников на Корьякском нагорье были проведены и наши работы в бассейне р. Евъваям на п-ове Говена.

ОБЪЕКТ ИССЛЕДОВАНИЯ

Полуостров Говена располагается на северо-востоке Камчатского края России и является частью Корьякско-Камчатской складчатой области (рис. 1). Дочетвертичные породы представлены метаморфическими, осадочными и вулканогенными образованиями докембрийского, палеозойского, мезозойского и кайнозойского возраста. Непосредственно в пределах рассматриваемой территории выходят палеоген-неогеновые осадочно-вулканические и осадочные отложения (Геология СССР..., 1970; Соколов, 2010). В конце среднего миоцена в результате общего поднятия рельеф уже был близок современному. В раннем плейстоцене вдоль линий разломов, отделяющих опускающиеся впадины от поднимающихся частей нагорья, происходили обширные излияния эффузивов преимущественно среднего и основного состава, которые сформировали обширные лавовые плато в краевых частях крупнейших впа-



Рис. 2. Космический снимок долины р. Евв'яям (Google Earth) с прорисованными руслами водотоков.

Fig. 2. Satellite image of the Ev'vayam Valley (Google Earth) with a traced river channel.

дин Корякского нагорья (Геология СССР..., 1970). В среднечетвертичное время общее поднятие Корякского нагорья сопровождалось формированием “клавишных” структур — систем горстов и грабен, а в пределах лавовых плато по линиям тектонических нарушений закладывалась гидросеть (Дегтяренко, 1959).

Возникновение и развитие среднечетвертичного оледенения определялись совокупностью таких факторов, как общее поднятие горных районов, похолодание и повышение влажности. Однако следов этих оледенений осталось очень немного, что связано с последующими неотектоническими движениями, в ходе которых происходило поднятие днищ ледниковых долин на значительную высоту, вследствие чего там активизировались денудационные процессы и эрозия. А вот позднеплейстоценовые ледники оставили протяженные и мощные пояса конечных морен. При этом во многих долинах благодаря прерывистому отступанию ледников сохранилось несколько конечно-моренных комплексов, сменяющих друг друга по мере движения к истокам рек.

Полуостров Говена выступает на 80 км в Берингово море и разделяет заливы Олюторский и Корфа. Ширина его варьирует от 10 до 40 км. Рельеф территории горный, сильно расчлененный. Ось полуострова образована Пылгинским хребтом с максимальной высотой 1355 м. На севере его обрамляют поперечные хребты, простирающиеся с запада на восток. Вдоль побережья залива Корфа протягивается широкая морская терраса, обрамленная крутыми уступами высотой 20–30 м (Нешатаева, 2018). Хребты и приморская терраса прорезаны каньонообразными долинами не-

больших рек и ручьев, крутизна склонов которых достигает 30–40°.

Для п-ова Говена характерен северный морской климат, отличающийся особой суровостью, обусловленной, в основном, влиянием циклонической деятельности воздушных масс Берингова моря (Катранжи, 2017). Растительность представлена сообществами кедрового и ольхового стланика, которые часто образуют сочетания с лишайниково-кустарничковыми приморскими и горными тундрами. Приморские равнины вдоль западного побережья п-ова Говена покрыты осоково-сфагновыми и гипновыми болотами, приморскими кустарничковыми тундрами и лугами (Нешатаева, 2018).

Полевыми работами был охвачен район на северо-западном побережье п-ова Говена в долине р. Евв'яям между долинами рек Олюторваям и Тнахивнытвоям (рис. 2). Общая протяженность р. Евв'яям составляет 28 км, долина берет начало от Евв'яямского ледника (№ 682)¹ и впадает в залив Корфа. В верховьях долины находятся два ледниковых озера — Ивтылгытгын и Гырголгытгын. Наивысшие отметки исследуемого района имеют горы Кекурная (1226 м), Авалылынап (1116 м), Янырнгинын (992 м). От СВ побережья полуострова долина отделена хребтом Рытхынякун.

МЕТОДЫ

На исследуемую территорию — долину р. Евв'яям — были изучены космические снимки (World Imagery 2020, Global Mapper v19.1) и построена

¹ Здесь и далее номера даны по (Каталог ледников СССР..., 1982).

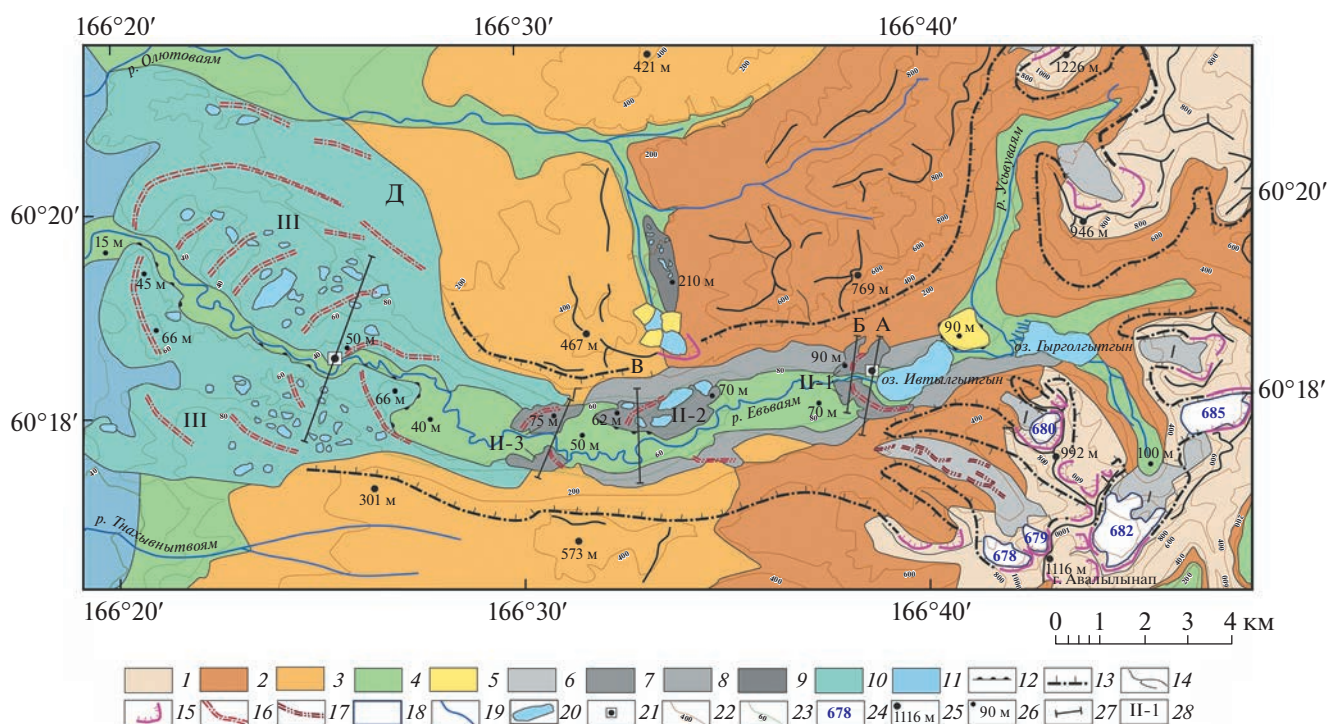


Рис. 3. Геоморфологическая карта бассейна реки Евъям.

Структурно-денудационный рельеф. Низко-среднегорный, выработанный в интенсивно-складчатых кремнисто-вулканических породах: 1 – альпинотипный (700–1200 м) с доминированием нивально-экзарационных форм, 2 – склоны и вершины с отметками 200–800 м; *низкогорный, выработанный в осадочных породах:* 3 – склоны и вершины с отметками 200–500 м. *Аккумулятивный рельеф:* 4 – аллювиально-пролювиальные предгорные равнины и днища речных долин, 5 – конусы выноса; *морены:* 6 – I–II комплекса, 7 – конечные гряды, 8 – боковые, 9 – донная морена; 10 – полигенетическая денудационно-аккумулятивная равнина; 11 – прибрежно-морская равнина. *Формы и элементы рельефа:* 12 – денудационные уступы; 13 – борта трога; 14 – линии гребней хребтов; 15 – цирки, кары; *морены:* 16 – конечных II и III комплексов, 17 – I комплекса. *Прочие обозначения:* 18 – современные ледники; 19 – речная сеть; 20 – пресные водоемы; 21 – расположение расчисток (шурфов); *горизонталы:* 22 – в пределах горной области (с интервалом высот 200 м), 23 – в пределах днища долины (с интервалом высот 20 м); 24 – порядковые номера ледников по (Каталог ледников..., 1982); *абс. отметки:* 25 – горных вершин, 26 – аккумулятивных форм рельефа в долине; 27 – положение профилей, проведенных через моренные комплексы (см. рис. 5); 28 – порядковые номера моренных комплексов.

Fig. 3. Geomorphological map of the Ev'yayam River Valley.

Structural-denudation relief. Low-mid-mountain, worked out in intensely folded siliceous-volcanic rocks: 1 – alpine-type (700–1200 m) with dominance of nival exaration forms, 2 – slopes and peaks with elevations of 200–800 m; *low-mountain, developed in sedimentary rocks:* 3 – slopes and peaks with marks of 200–500 m. *Accumulative relief:* 4 – alluvial-proluvial foothill plains and bottoms of river valleys, 5 – alluvial cones; *moraines:* 6 – complex I–II, 7 – end ridges, 8 – lateral, 9 – bottom moraine; 10 – polygenetic denudation-accumulative plain; 11 – coastal plain. *Forms and relief elements:* 12 – denudation ledges; 13 – trough sides; 14 – ridge crests lines; 15 – cirques, cars; *moraine crests:* 16 – terminal complexes II and III, 17 – I complex. *Other designations:* 18 – modern glaciers; 19 – river network; 20 – fresh water bodies; 21 – location of clearings (pits); *horizontals:* 22 – within the mountainous area (with a height interval of 200 m), 23 – within the valley bottom (with a height interval of 20 m); 24 – glaciers serial numbers (Bakov, 1982); *abs. marks:* 25 – mountain peaks, 26 – valley accumulative landforms; 27 – the position of the profiles drawn through the moraine complexes (see fig. 5); 28 – moraine complexes serial numbers.

цифровая модель местности (ЦММ) с разрешением 32 и 10 м (ArcticDEM). По результатам дешифрирования на снимках выделены моренные комплексы и намечены ключевые участки для полевых исследований. В ходе полевых работ было проведено изучение строения рельефа долины р. Евъям, которое включало в себя подробное описание наблюдаемых типов и элементов рельефа, характеристику четвертичных отложений в опорных точках и послойное описание разрезов. Особенное внимание уделялось аккумулятивным

формам ледникового рельефа и морфологии разновозрастных морен в долине.

На основе данных дистанционного зондирования и полевых наблюдений была построена геоморфологическая карта долины р. Евъям (рис. 3) и определены этапы формирования ледникового рельефа. Полученные данные сопоставлены с опубликованными результатами и датировками по северу Дальнего Востока России, что позволило предложить хронологию развития ледникового рельефа в исследуемом районе.

РЕЗУЛЬТАТЫ

Геоморфологическое картографирование территории

На исследуемом участке выделяются структурно-денудационный и аккумулятивный типы рельефа. Первый представлен горными массивами с широко развитыми антиклинальными и синклинальными складками. В рельефе территории отражаются структурно-литологические особенности слагающих пород. В пределах Пылгинского хребта выходят устойчивые к денудации, интенсивно смятые кремнисто-вулканические породы. Рельеф характеризуется многочисленными свежими нивально-экзарационными формами: карами, цирками, карлингами, также наблюдаются бараньи лбы и курчавые скалы. Высота отвесных стенок каров достигает в среднем 500 м, а диаметр цирков варьирует от 0,6 до 1,3 км. Днища каров располагаются на высотных отметках от 500 до 900 м. Доминируют островершинные гребни. Склоны крутые ($>35^\circ$), местами отвесные, с широким развитием гравитационных процессов.

По периферии осевой части Пылгинского хребта абс. отметки рельефа составляют 450–700 м, склоны выполаживаются до $15\text{--}35^\circ$. Здесь свежих следов процессов нивации не наблюдается. Западнее выходят слабо устойчивые к денудации осадочные породы, рельеф более сглаженный с отметками 300–500 м, крутизна склонов изменяется от $15\text{--}20^\circ$ до $8\text{--}15^\circ$.

Аккумулятивный рельеф в долине р. Евъваям, согласно геологической карте м-ба 1:200 000 (Геологическая карта..., 2020) представлен ледниковыми, флювиогляциальными, аллювиальными и морскими образованиями. Выделяется несколько комплексов морен, сформированных в ходе различных стадий отступления ледников. Речные потоки преобразовали и размывали большую часть аккумулятивных ледниковых форм в долине, сохранились только наиболее крупные комплексы конечно-моренных гряд. В нижней части долины присутствуют признаки обработки ледниковых отложений морем — наблюдается хорошая окатанность обломочного материала, что позволяет предполагать, что на каких-то этапах древняя береговая линия проходила в пределах долины. Всего выделено три разновозрастных моренных комплекса.

Долина р. Евъваям является типичным трогом с U-образным поперечным профилем. Область питания ледников располагалась в центральной части Пылгинского хребта, где и сейчас во многих карах наблюдаются современные ледники (рис. 4, (а), (б)). Долина ориентирована с СВ на ЮЗ, а ближе к побережью разворачивается на СЗ. Перепад высот днища от истока до устья реки около 100 м: в верховьях долины абс. отметки днища соответствуют 70–112 м, в низовьях — 12–

45 м. Ширина долины в среднем течении достигает 2 км, а ближе к побережью она расширяется до 5 км. В низовьях река врезается в пологоволнистую слабонаклонную поверхность прибрежной равнины, ширина которой достигает 10 км.

Русло р. Евъваям в среднем и нижнем течении меандрирующее, шириной 20–40 м. По всей длине реки отмечаются участки поймы шириной до 20 м, сложенные галечно-мелкогалунным (диаметр обломков 5–20 см) материалом плохой и средней окатанности. Висячие долины притоков р. Евъваям имеют устьевые ступени высотой 100–150 м.

Аккумулятивные формы ледникового рельефа представлены серией разновозрастных донных, боковых и конечных морен. К наиболее молодым отнесены конечные морены, расположенные на расстоянии 350 м от края современных ледников № 678 и № 689 (рис. 4, (б)) на высоте 420 м над у. м. Ледники сохранились в карах С и СЗ экспозиции. Лед полностью перекрывает дно кара, а верхняя граница фирнового бассейна распространяется до половины высоты его стенок, не достигая гребня. Языки ледников оканчиваются на ригеле, зачастую нависая над ним в виде крутого горба. Окончания языков у ледников СЗ экспозиции более пологие и бронированы слоем морены. Абсолютные высоты краевых участков ледников варьируют от 410 до 720 м.

В левом притоке р. Евъваям в висячей долине ледников № 678 и № 689 выделен I ледниковый комплекс, представляющий собой вытянутые продольные моренные гряды длиной до 1 км и шириной 200–300 м (рис. 4, (в)), протягивающиеся на расстояние от 800 м до 2 км от края ледников. Моренные гряды хорошо выделяются в рельефе, имеют крутые склоны ($>15^\circ$), на поверхности отсутствуют перекрывающие отложения, что говорит об их относительно молодом возрасте. Абсолютные отметки поверхности моренных гряд в верховьях висячей долины находятся на уровне 320 м и опускаются до 240 м в низовьях. На них фрагментарно присутствуют разнообразная кустарниковая растительность, кедровый стланик, лишайники. По геоморфологическим признакам к I комплексу также относятся морены в долинах у ледников № 680, № 682 и № 685 (верхнее течение р. Евъваям), а также в верховьях р. Усьвуаям.

В средней части долины р. Евъваям выделяется комплекс из трех крупных хорошо выраженных в рельефе моренных гряд (комплекс II), которые на геоморфологической карте обозначены как II-1, II-2, II-3. В среднем гряды достигают высоты 20–25 м, их склоны имеют крутизну $8\text{--}15^\circ$.

Моренная гряда II-1 выделяется на обоих берегах р. Евъваям, имеет дугообразную форму, характерную для конечной морены (рис. 5, (а)), ее

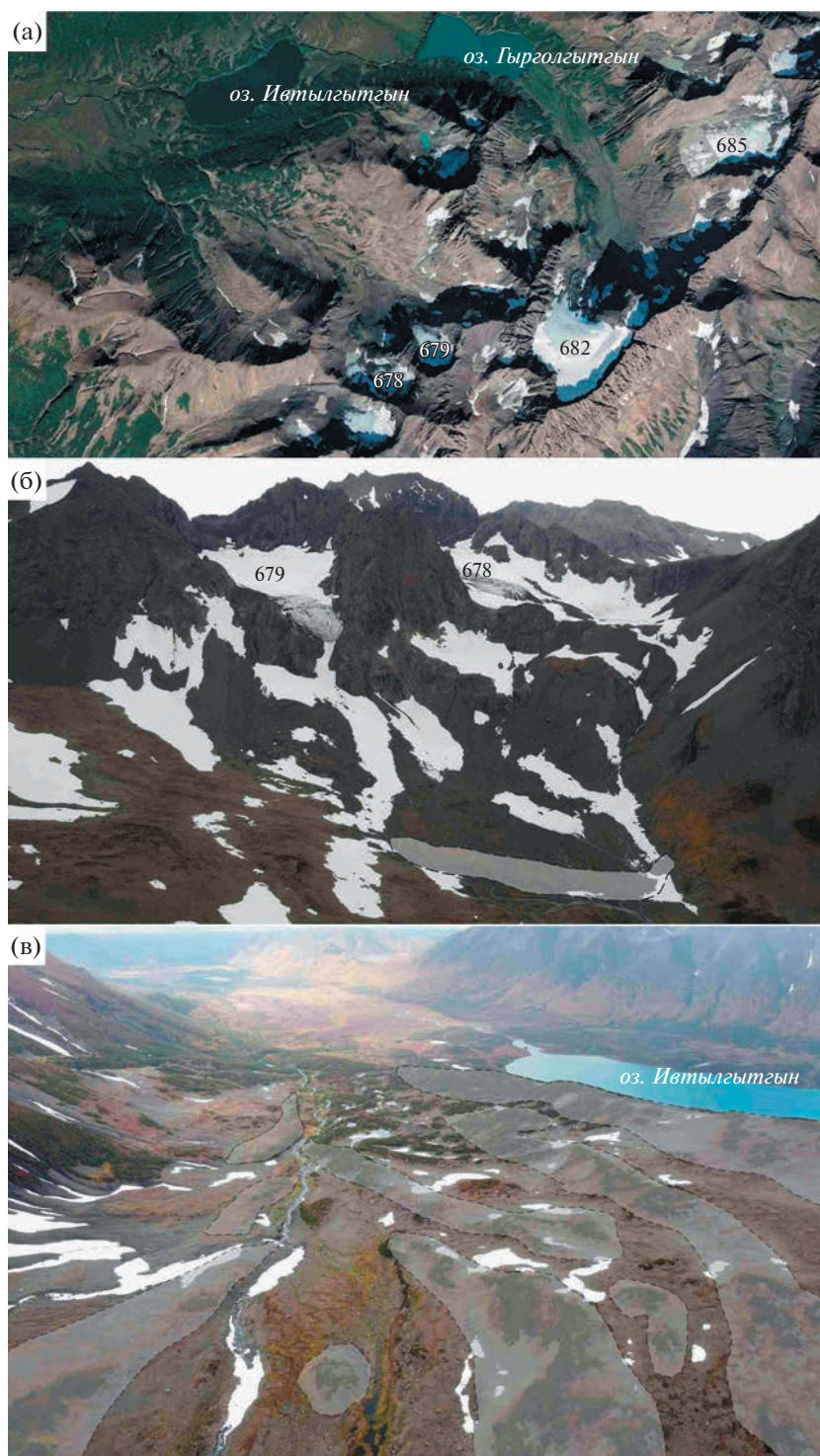


Рис. 4. Долина с ледниками № 678 и № 679 по (Каталог ледников..., 1982).

(а) — космический снимок, (б) и (в) — обзорный вид на долину с разных ракурсов. Пунктирными линиями и тонированием показаны очертания морен в долине.

Fig. 4. Valley with glaciers No. 678 and No. 679 according to (Bakov, 1982).

(a) — satellite image, (б) and (в) — panoramic view of the valley from different angles. Dashed lines and shading show the outlines of moraines in the valley.

площадь ~ 1.5 км². От истока р. Евъваям она удалена на 8 км. Высота гряды 87–95 м над у. м., в центральной части она прорезана рекой, которая вскрывает ледниковые отложения на глубину до 20 м. Поверхность гряды покрыта лишайниками и мхом, а также разреженными кустарниками и кедровым стлаником с сомкнутостью крон 0.2–0.3. На поверхности встречается множество хорошо окатанных валунов преимущественно туфов и базальтовых порфиритов (говенский комплекс) размером до 5 м.

Морена подпруживает ледниковое озеро Ивтылгытгын. К внутреннему (восточному) склону гряды прислонена аккумулятивная терраса высотой 5 м, в верхней части сложенная перебитыми рекой флювиогляциальными отложениями, а в нижней — озерными осадками. В уступе этой террасы на правом берегу реки на отметке около 85 м над у. м. расчисткой были вскрыты 1.5 м отложений. Верхние 15 см представлены охристым рыхлым гравийно-галечным материалом с большим количеством корней. Гравий преимущественно 0.2–0.5 см, галька 2–5 см, плохо окатанная. На глубине 15–35 см вскрывается гравийно-галечный горизонт с прослоями мелкого гравия (0.2–1 см) и средне окатанной гальки размером преимущественно до 5 см. Падение нижней границы слоя 7° на В. На глубине 35–45 см залегает коричневый песчаный пласт, влажный, плотный, с линзами щебня и редкой средне окатанной галькой размером до 4 см. Падение слоя 28° на В. На глубине 45–62 см вскрывается гравийно-галечный горизонт: гравий от 0.2 до 1 см, галька средне-плохо окатанная размером до 7 см. Падение слоя 45° на В. На глубине 62–135 см залегают горизонтально-слоистые бурые песчаные отложения с тонкими прослоями среднезернистого песка с редкими гравийными зернами до 1 см. Судя по горизонтальному залеганию прослоев, это озерные отложения. Ниже — 135–150 см — темно-коричневый горизонтальный слой гравия с редкими включениями крупной, плохо окатанной гальки (рис. 5, (г), разрез 1).

Моренная гряда II-2 начинается в 13 км от истока р. Евъваям (рис. 5, (б)) и вытянута вдоль ее правого берега. В поперечнике гряда имеет трапециевидную форму. Длина гряды вдоль долины составляет 2.5 км, максимальная ширина 900 м (ниже по течению она сужается до 100 м), общая площадь около 1.7 км². Абсолютные отметки поверхности моренной гряды на нижнем по течению участке 70–72 м, а на верхнем — 62–64 м. Средняя высота гряды над урезом реки 12 м. Поверхность ее покрыта густым кедровым стлаником, сомкнутость которого на отдельных участках составляет более 0.5. На вершине гряды нахо-

дятся несколько крупных озер длиной до 0.6 км и шириной до 0.2 км.

На левом берегу реки моренный вал не наблюдается, что, вероятнее всего, связано с его переработкой флювиогляциальными потоками.

Моренная гряда II-3 выделяется на обоих берегах р. Евъваям (рис. 5, (б)) на расстоянии 15.5 км от истока и занимает площадь ~ 1 км². Ее поверхность бугристо-ямчатая, высота отдельных бугров достигает 25–30 м от уреза реки (45 м над у. м.). На наиболее высоких участках морены наблюдаются скопления крупных (до 5 м в диаметре) валунов пород вулканического состава (туфы, туфопесчаники, базальты). Поверхность морены полностью закреплена почвенно-растительным покровом с преобладанием кустарников.

На этом участке долины выделяются также боковые морены этого комплекса. Поверхность их преобразована и расчленена каналами талых вод, наблюдаются следы пучения и морозобойного растрескивания. Поверхность морен также покрыта кустарниковой растительностью.

Моренный комплекс III. В низовьях р. Евъваям на расстоянии 19 км от истока выделяется комплекс древних конечных морен (рис. 5, (г)) общей площадью 48 км². Это заболоченная пологоволнистая равнина с тундровой и разреженной кустарниковой растительностью и с редкими выходами ледниковых отложений на поверхность. На цифровой модели рельефа здесь выделяется не менее 7 гряд древних конечных морен шириной 0.2–0.6 км. Они имеют пологие (4–8°) склоны и разделены межгрядовыми понижениями с небольшими озерами. Морены в значительной степени переработаны — эродированы потоками талых вод и деятельностью моря. Высота поверхности комплекса колеблется от 45–60 м над у. м. в центре долины до 80–100 м над у. м. в краевых частях. Глубина вреза реки в эту поверхность составляет до 40 м над у. м. в верхнем течении и до 12 м над у. м. в устье.

На правом берегу р. Евъваям на вершине гребня морены высотой 7 м от уреза реки (42 м над у. м.) заложен шурф глубиной 1 м (рис. 5, (г), разрез 2). Верхние 15 см представлены почвенным горизонтом с обилием корней. В интервале 15–44 см почвенный горизонт с прослоем включает мелкий гравий и песок. На глубине 44–60 см вскрывается гравийно-галечный слой с песчаным заполнителем и обилием корней. Доминирует галька размерами до 3–7 см, гравий от 0.2 до 1 см. В интервале 60–100 см наблюдается очень хорошо окатанный галечник с песчаным заполнителем. Преобладающая размерность обломков 1–3 см, но встречаются отдельные гальки размером 5–7 см. Обломки имеют преимущественно 4 класс окатанности, что не характерно ни для современного аллювия

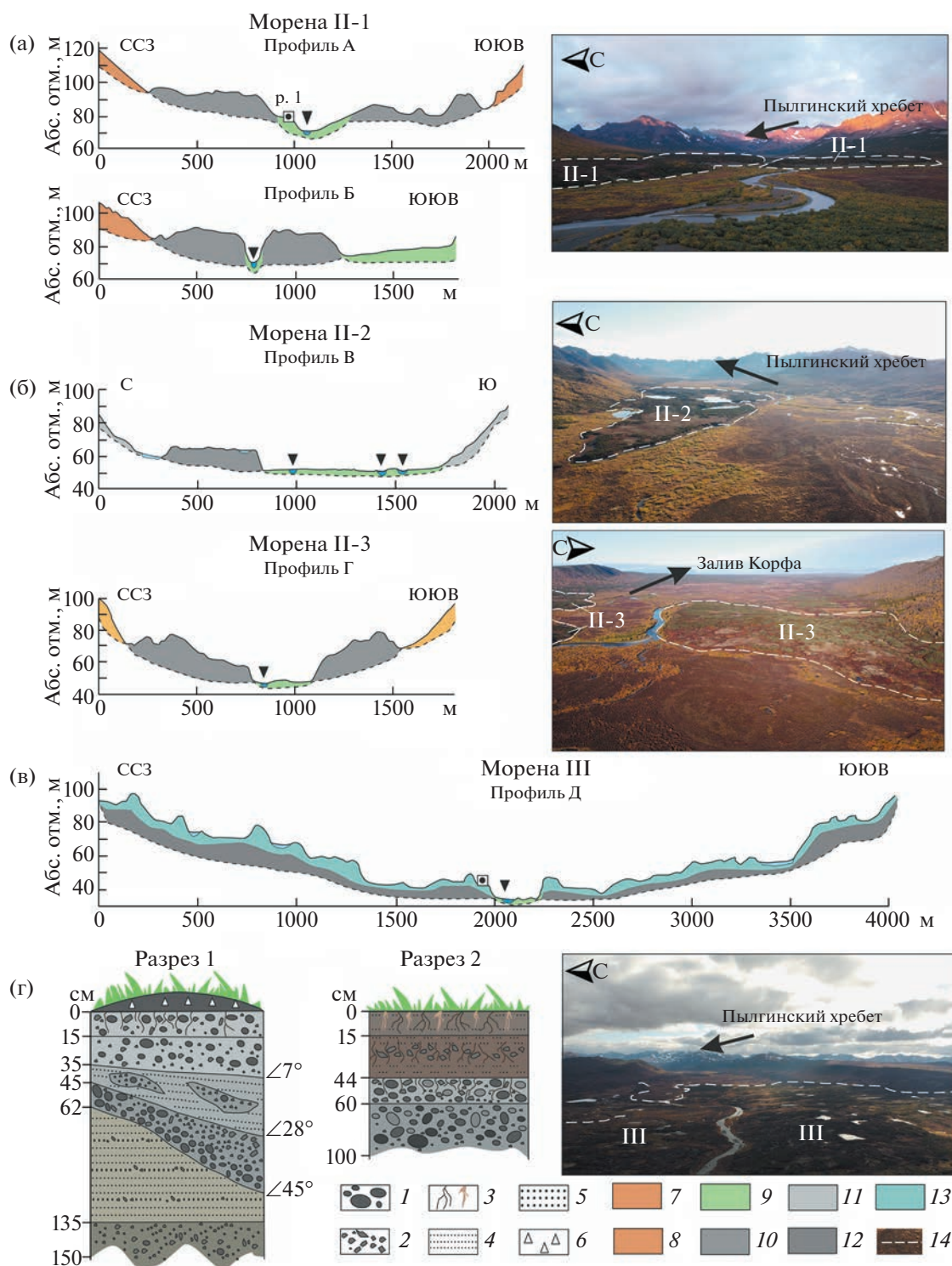


Рис. 5. Геолого-геоморфологические поперечные профили долины р. Евваям (см. рис. 3) через разновозрастные моренные комплексы и вид на них сверху (а–в); разрезы отложений для профилей А и Д (г).

1 – галька; 2 – щебень; 3 – корни растений; 4 – мелкозернистый, 5 – среднезернистый; 6 – осыпь; склоны и вершины: 7 – среднегорного рельефа, выработанные на интенсивно-складчатых кремнисто-вулканических породах, 8 – низкогорного рельефа, выработанные в осадочных породах; 9 – аллювиально-пролювиальные предгорные равнины и днища речных долин; морены: 10 – конечные гряды II комплекса, 11 – боковые II комплекса, 12 – погребенная III комплекса; 13 – полигенетический чехол денудационно-аккумулятивной равнины; 14 – контуры моренных гряд; 15 – русло реки; 16 – номер и положение расчисток на профилях.

реки, ни для моренных или флювиогляциальных отложений. Однако сортировка галечного материала по размеру плохая, так как встречаются как крупные, так и мелкие обломки.

ДИСКУССИЯ О ХРОНОЛОГИИ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОЛЕДЕНЕНИЙ КОРЯКСКОГО НАГОРЬЯ И СЕВЕРО-ВОСТОКА СИБИРИ

Реконструкция хронологии оледенений п-ова Говена невозможна без анализа истории ледниковых событий сопредельных регионов. Следы максимального (среднечетвертичного) оледенения на северо-востоке Сибири практически не выражены в современном рельефе, но прослои морен этого возраста присутствуют в разрезах высоких террас и четвертичных впадин. Длительное время считалось, что на Северо-Востоке Азии в рельефе сохранились следы лишь двух позднеплейстоценовых оледенений — зырянского (МИС 4) и сартанского (МИС 2) (Glushkova, 2011; Галанин, 2012). К зырянскому оледенению (МИС 4) большинство исследователей относят крупные долинны ледники, которые распространялись за пределы горных хребтов и выходили на предгорные равнины (Галанин, 2012; Barr, 2012). Так, по мнению А.А. Галанина (2006), в пределах горного обрамления Тауйской губы это оледенение началось примерно 74 тыс. л. н. и продолжалось до 60 тыс. л. н., оно носило горно-долинный и сетчатый характер. Наиболее протяженные ледниковые потоки достигали длины 50–60 км. Ледники зарождались преимущественно в системах каров и цирков, выходили в долины рек и местами заполняли грабенообразные впадины. За пределы ледниковой области Хасынского хребта, гряды Бибиллина и Ольского плато водными потоками поставлялось большое количество терригенного материала, который отлагался в пределах озерно-аллювиальных равнин. В то же время, по другим данным, в крупных горных системах Северо-Востока Азии зырянское оледенение охватывало период 100–50 тыс. л. н. (Борисова, 2008), а ледники имели горно-долинный, местами сетчатый и полупокровный характер. В каргинское потепление (МИС 3, 65–28 тыс. л. н.) во время деградации ледникового покрова активизировались эоловые и озерно-флювиальные процессы, а в пределах

межгорных впадин и по периферии крупных депрессий были сформированы ледниково-озерно-аллювиальные равнины. К настоящему времени ледниковые формы рельефа зырянской эпохи сохранились достаточно хорошо.

Формы и отложения сартанского оледенения (МИС 2, 27.4–12.5 тыс. л. н.) хорошо сохранились в системе гор Черского, в осевой части Верхоянского хребта, в горных системах Тихоокеанско-Арктического водораздела, на Корякском нагорье. Одной из важных особенностей развития ледникового покрова в позднем плейстоцене Северо-Востока Азии является то, что сартанское оледенение было в два-три раза менее обширным, чем зырянское, и не выходило за пределы высокогорий. В это время на большей части преобладали многочисленные каровые и долинны ледники длиной 10–30 км. Максимальная их мощность достигала 80–100 м. Зона абляции сартанских ледников располагалась в узких троговых долинах, унаследованных от более ранних холодных эпох. В верховьях водотоков отложения сартанского оледенения зачастую представлены языками единой, не дифференцированной на донную и боковую, морены (Галанин, 2006). По другим данным, полученным на территории Сибири, сартанское оледенение было 23 (22)–10 тыс. л. н., а сам гляциокомплекс состоит из морен максимальной гыданской и двух рецессионных ньяпанской (15–13 тыс. л. н.) и норильской стадий (11.5–10.4 тыс. л. н.). Кульминация сартана пришлась на период 20–18 тыс. л. н. (Архипов, 1997).

В Корякском нагорье на существование крупного среднеплейстоценового оледенения указывают находки эрратических валунов на абс. отметках от 280 до 700 м, а также пояса холмистого моренного рельефа (Дегтяренко, 1961). Д.М. Колосов, Н.Г. Загорская, О.П. Дундо считали это оледенение полупокровным, поскольку отмечали находки эрратических валунов на поверхностях выравнивания в районах долины р. Укелаятна северо-восточной оконечности Корякского нагорья и в верховьях р. Великая на абсолютных отметках 300–600 м (Баранова, Бискэ, 1964). Другие исследователи (Дегтяренко, 1961) по сути дела отрицают оледенение этого возраста на Корякском нагорье. Что касается позднеплейстоценовых оледенений, то, например, согласно данным это-

←
Fig. 5. Geological-geomorphological cross profiles of the Ev'vayam River Valley (marked in fig. 3) in places where the river cuts moraine ridges and a view of them from above (a–b); sediment sections for profiles A and D (r).

1 – pebbles; 2 – crushed stone; 3 – plant roots; 4 – fine-grained sand; 5 – medium-grained sand; 6 – scree; slopes and peaks: 7 – of the mid-mountain relief, developed on intensely folded siliceous-volcanic rocks, 8 – of low-mountain relief, worked out on sedimentary rocks; 9 – alluvial-proluvial foothill plains and bottoms of river valleys; moraines: 10 – terminal ridges of the II complex, 11 – lateral II complex, 12 – buried complex III; 13 – polygenetic cover of denudation-accumulative plain; 14 – moraine crest contour; 15 – river bed; 16 – number and position of clearings on the profiles.

го исследователя в Корякском нагорье имеются четкие признаки только одного оледенения этого возраста, а наличие нескольких моренных поясов связано с разными стадиями его деградации. Данное предположение подтверждается результатами бурения в пределах Анадырского лимана и других прилегающих участках шельфа, где в разрезах отсутствуют ледниковые отложения моложе позднего плейстоцена.

Начало позднего плейстоцена ознаменовалось потеплением климата, сокращением оледенения и новой трансгрессией моря (казанцевское межледниковье). По стратиграфическим данным, полученным из донных осадков центральной части Северного Ледовитого океана, межледниковое потепление, сопоставляемое с бореальной трансгрессией моря, продолжалось ~40 тыс. л. В середине позднего плейстоцена в связи с новым похолоданием климата и, возможно, благодаря тектоническому поднятию, большая часть Корякского нагорья подверглась горно-долинному оледенению, следы которого устанавливаются по широко распространенным моренным и водно-ледниковым образованиям (Баранова, Бискэ, 1964). Ю.П. Дегтяренко (1961), выделяет в Корякском нагорье от 3 до 7 стадий позднеплейстоценового оледенения. В первую (максимальную) стадию своего развития ледники распространялись за пределы современной береговой линии (ниже современного уровня моря). На суше морены этой стадии в значительной степени размыты и перекрыты водно-ледниковыми отложениями. Пояса холмисто-моренного рельефа, удаленные от областей питания на расстояние 15–20 км, фиксируют этапы значительного сокращения ледников во время второй и третьей стадий. Перед фронтом конечно-моренных гряд, приуроченных непосредственно к предгорьям, располагались обширные водно-ледниковые равнины и зандровые пояса. В четвертую стадию ледники не выходили за пределы центральных частей гор, с их деятельностью, кроме морен, связаны накопление флювиогляциальных отложений и формирование 8–10 м террас.

На севере Корякского нагорья наиболее хорошо сохранившиеся свидетельства зырянского оледенения отмечаются в долине Ныгчеквеем и в бассейне озера Майниц, однако нет подтверждения этого прямыми датировками. В районе Анадырской низменности на мысу Дионисия датировки по ^{36}Cl обнаженной породы показывают, что эта территория была свободна ото льда начиная с 52.99 тыс. л. н., а возможно и раньше (Gualtieri et al., 2000; Barr, Clark, 2012). Границы распространения ледников не были напрямую датированы, но предполагается, что фазы продвижения

произошли между 50 и 60 тыс. л. н. (в начале МИС 3) и раньше.

В долине Ныгчеквеем данные о возрасте сартанского оледенения ограничиваются пятью космогенными датами ^{36}Cl (11.59–21.65 тыс. л.) по эрратическим валунам на поверхности морен и одной датировкой (15.99 тыс. л.) отложений 13.8-метровой террасы в верховьях долины. По данным Л. Гуалтиери и О. Глушковой (2000), морены близ озер Гладкое и Майниц и в долине Ныгчеквеем фиксируют максимальное наступление ледников >15 тыс. л. н. (по ^{36}Cl). По топографии морен, положению каналов талых вод, зандровых равнин реконструированы параметры ледников: их протяженность в это время достигла не более 20 км за пределы современного распространения. Те льды, что спускались с южных окраин Корякского нагорья, возможно, достигали Берингова моря (Stauch, 2008).

Следы первого позднеплейстоценового (зырянского) оледенения, по данным Н.Б. Верховской (1986), на Чукотке сохранились довольно хорошо и представлены отложениями стадийных, конечных и боковых моренных валов. Ледники зырянского времени располагались в каровых нишах диаметром 300–500 м с отметками днщ в диапазоне высот 600–700 м. На основе датирования по ^{14}C и ^{36}Cl минимальный возраст зырянских морен в долине р. Танюрер оценен интервалом от 55.5 до 69.4 тыс. л. н., что указывает на деградацию ледников на протяжении каргинского термохрона (МИС 3) (Brigham-Grette et al., 2003).

Следы последнего сартанского оледенения (МИС 2) хорошо выражены в рельефе Чукотского п-ова в виде свежих каров и различных типов морен. Оледенение имело горно-долинный характер, ледники достигали протяженности до 30 км, зона аккумуляции располагалась в небольших карах на высоте 800–1000 м (Верховская, 1986). Космогенно-изотопный и радиоуглеродный анализы показывают, что в пределах хр. Пекульней возраст самых молодых морен составляет 20 тыс. л. (Brigham-Grette et al., 2003). Данные радиоуглеродных датировок и палинологического анализа осадков из оз. Сансет (бассейн Нижнего Анадыря) свидетельствуют, что формирование озера произошло в период активного таяния сартанских ледников, связанного с быстрым потеплением климата около 12.4 тыс. л. н. (Шило и др., 2005).

По мнению Н.Б. Верховской (1986), для регионов Корякского нагорья и Чукотки существуют расхождения в представлениях о морских трансгрессиях, в связи с чем ею выдвигается весьма оригинальное предположение, что морские

трансгрессии были приурочены к оледенениям. То есть ледники спускались в трансгрессирующее море и поставляли моренный материал, который вытаивал как из самого ледника, так и из айсбергов. Такой вариант развития событий отмечают и на Чукотке в районах р. Канчалан и р. Танюрер. Эта гипотеза подтверждается данными по отложениям максимума бореальной трансгрессии в районе Берингова пролива, которые коррелируются с комплексом находок холодноводных моллюсков (Петров, 1976). Кроме того, ледниковоморские толщи выделяют в разрезе у м. Дионисия, где фиксируется переход морских глин в гляциально-морские образования (Баранова, Бискэ, 1964).

Таким образом, к настоящему времени большинство исследователей сходятся в том, что на протяжении плейстоцена на территории Северо-Востока Азии произошло несколько оледенений. Наиболее крупное оледенение было в среднем плейстоцене (МИС 8 – МИС 6) и имело сетчатый характер. Ледниковые отложения установлены только в разрезах речных террас и в межгорных впадинах. Следы позднеплейстоценового оледенения хорошо выражены в современном рельефе, но имеют разную степень сохранности, что свидетельствует о нескольких крупных ледниковых осцилляциях на протяжении МИС 5 – МИС 1. Несмотря на прогрессирующее похолодание, размеры каждой из последующих ледниковых осцилляций сокращались из-за крайнего иссушения региона. Так, на протяжении последнего (глобального) термического минимума (МИС 2) каровые и долинные ледники размерами до 15–20 км сохранялись лишь в пределах наиболее мощных горных узлов.

ОЦЕНКА ХРОНОЛОГИИ ОЛЕДЕНЕНИЯ В ДОЛИНЕ р. ЕВЪВАЯМ

В долине р. Евъваям отчетливо выделяются 3 комплекса морен. Морфологические характеристики, пространственное положение и анализ опубликованных результатов ведущих исследователей позволяют предположительно оценить возраст ледниковых форм рельефа (табл. 1).

Самый древний комплекс морен (III) и наименее хорошо сохранившийся выделяется в низовьях долины и выходит к береговой линии залива Корфа. Его возраст и генезис вызывают много вопросов. Для решения этой проблемы необходимо проанализировать климатические условия региона в позднем плейстоцене и особенности строения долины Евъваям. На Корякском нагорье во время позднеплейстоценового похолодания ледники двигались вниз по долинам в межгорные впадины, где их мощность достигала 300–400 м. В

результате ледниковой экзарации речные долины преобразовывались в троговые. При выходе из горных долин к побережью Берингова моря некоторые ледники контактировали с морем – примерно так, как это наблюдается сейчас на Аляске (ледник Маласпина), в Гренландии и в некоторых других регионах Земли.

Морены в низовьях долины р. Евъваям имеют очень плохую сохранность, однако на ЦМР отчетливо выделяются до 7 осей моренных гребней. Основной вопрос заключается в том, в какую эпоху похолодания эти морены сформировались, а также, когда и какими процессами были денудированы? Так как прямых датировок для этих отложений нет, то можно выдвинуть 2 гипотезы об их возрасте. Согласно первой точки зрения, основанной на результатах изучения донных осадков Берингова и Охотского морей, установлены следы трех трансгрессий моря, разделенных эпохами двух похолоданий, совпадающими с регрессиями. Эпохи трансгрессий приурочены к первому и второму межледниковьям позднего плейстоцена и послеледниковью (Чемяков, 1961). По данным Ю.П. Дегтяренко (1961), в центральной части Паропольского дола (низменность между Корякским нагорьем и Пенжинским хребтом в непосредственной близости к п-ову Говена) и в Олюторском прогибе в казанцевское межледниковье в начале позднего плейстоцена происходило блоковое опускание территории, в результате чего рельеф юго-восточного сектора Корякского нагорья подвергся существенной перестройке (Дегтяренко, 1959; Баранова, Бискэ, 1964). При учете этого факта и того, что морены III комплекса сильно деградированы, переработаны, а залегающие на них отложения отличаются очень высокой степенью окатанности, можно предположить, что в это межледниковье море проникало в глубь долины р. Евъваям.

Однако согласно второй гипотезе, основанной на предположениях Н.Б. Верховской (1986) и О.М. Петрова (1976), морские трансгрессии могли быть приурочены к оледенениям. При таком развитии событий край ледника в долине спускался в море, куда поставлял моренный материал. По убеждению автора, основанному на окатанности обломочного материала из расчистки № 2 (нехарактерная для небольшой реки хорошая обработка гальки), сильной денудированности морены и положению этого участка долины в непосредственной близости от морского бассейна (залив Корфа, Берингово море), в размыве отложений III комплекса принимало участие море. Однако наиболее крупная трансгрессия в плейстоцене – казанцевская – была всего на 10 м выше современного уровня моря, а хорошо окатанная (“морская”) галька из расчистки № 2 вскры-

Таблица 1. Характеристика моренных комплексов в долине р. Евваям
Table 1. Characteristics of moraine complexes in the of the Evvayam River Valley

Комплекс	Расположение	Наклон поверхности, град.	Морфология	Предположительный возраст
I	В пределах горных долин и каров, в непосредственной близости от области питания ледника (1–2 км от края современных ледников)	15–35	Хорошо выраженные языковидные гребни со свежим “шероховатым” микрорельефом поверхности; растительность присутствует фрагментарно	Ньяпанская стадия сартанского оледенения (МИС 2–1)
II	В центральной части долины (8–15 км от истока р. Евваям)	8–15	Гребни отчетливо выделяются; на их поверхности современные озера или сухие озерные котловины; отмечены признаки морозной сортировки; большое количество задернованных эрратических валунов; на поверхности много кустарниковой растительности	Норильская стадия сартанского оледенения (МИС 2)
III	На выходе из долины, в прибрежной области (20–30 км от истока р. Евваям)	4–8	Пологоволнистый рельеф, сильно деградированная и расчлененная эрозией поверхность, высокая степень заболоченности	Стадия каргинского термохрона — гыданская стадия сартанского оледенения (МИС 3–2)

вается на высоте 42 м над у. м. Как палеоурез моря мог оказаться на своем современном гипсометрическом уровне? Мы предполагаем, что в зырянское и каргинское (?) время территория располагалась ниже, что привело к контакту ледника и моря. Затем она испытала тектоническое поднятие. Возраст начала поднятия устанавливается на основании данных по средним скоростям вертикальных движений в плейстоцене, которые оцениваются А.А. Свиточем (2010) в 1–2 мм/год. Тогда минимальный возраст формирования отложений III комплекса можно оценить в 42–21 тыс. л. н. Если первая цифра приходится на каргинский межстадиал, то вторая вполне соответствует кульминации сартанского ледникового — 20–18 тыс. л. н. (Архипов, 1997).

В подтверждение нашего предположения на территории п-ова Говена и большей части прилегающего побережья имеются определенные свидетельства тектонического подъема, по крайней мере на определенных участках. Здесь наряду с многочисленными фьордами, представляющими собой затопленные ледниковые долины (например, бухты Наталии, Лаврова), наблюдаются и осушенные фьорды, отчлененные от моря косами и пересыпями (например, лагуна Аринай и оз. Красное). На материковой отмели прослежи-

вается подводное продолжение ледниковых долин, выраженное в виде пологих широких ложбин. Фьорды имеют тектоническое заложение и ориентированы по линиям разломов, в том числе и перпендикулярных береговой линии. Берега фьордов несут в себе отчетливые признаки ледниковой обработки, среди которых отмечаются ледниковая полировка и бараньи лбы. Некоторые более широкие бухты, такие как Дежнева и Анастасии, относят к гляциально-бухтовому типу (Баранова, Бискэ, 1964).

Другим репером возраста III комплекса стал мощный слой почвы (44 см) в расчистке № 2. С определенной осторожностью можно определить предположительное время начала формирования почвы. При учете скорости образования почв 0.5–2 мм в 100 лет (Лямеборшай, 2003) средний возраст данного почвенного слоя будет варьировать в пределах от 22000 до 88000 лет. То есть слой очень хорошо окатанной гальки, которую есть все основания считать морской, в нижней части этой расчистки мог образоваться до наступления либо той, либо другой крайней даты. Учитывая северные условия, неблагоприятные для почвообразования, можно предположить, что галечный слой имеет возраст более 88 тыс. л.н. и образоваться он мог тогда, когда морены III ком-

плекса были затоплены морем. Степень вероятности предположения уменьшается, если учесть расположение разреза на высоте 7 м над современным руслом реки, которая когда-то вполне могла в паводки приносить достаточно мелкий материал для образования почвы, в результате чего наращивание последней могло происходить более быстрыми темпами. Если это так, то возраст галечного слоя значительно омолодится, возможно, до минимального — 22 тыс. л. н.

Если принять вторую гипотезу, то в долине р. Евваям есть признаки только позднеплейстоценого оледенения, которое развивалось в несколько стадий. Скорее всего, ледник раннезырянского времени выходил за пределы современной береговой линии и спускался в море, в связи с чем в рельефе не осталось признаков его присутствия. Начало формирования III комплекса вблизи залива Корфа скорее всего пришлось на каргинское межледниковье. Ледник в это время мог спускаться в море и/или постоянно контактировал с ним, тая и пропуская море в глубь прибрежной равнины, куда он сгружал обломочный материал. Формирование последних гряд III комплекса в месте расчисти № 2 пришлось на кульминацию потепления и начало сартанской ледниковой эпохи. В средней части долины Евваям во время ньяпанской рецессивной стадии оледенения начал формироваться II комплекс конечных морен, состоящий из трех гряд.

В горной части Пылгинского хребта в примыкающих к долине р. Евваям отрогах выделяются морены I комплекса, которые вероятно были сформированы во время заключительной стадии сартанского оледенения (норильской), когда ледники не выходили за пределы горной системы. К реликтам данного этапа можно отнести и современные ледники, занимающие глубокие каровые ниши верхнего яруса.

ВЫВОДЫ

Для исследуемого района были получены новые данные о геоморфологическом строении долины р. Евваям на п-ове Говена. На основе полевых наблюдений и данных дистанционного зондирования построена детализированная геоморфологическая карта долины, а также выделены основные моренные комплексы, которые позволяют реконструировать ключевые этапы четвертичных оледенений в регионе.

Сравнительный анализ морфологии исследованных моренных комплексов долины р. Евваям с данными по хронологии четвертичных оледенений соседних регионов позволил установить следующее. Самые молодые морены I комплекса, расположенные на расстоянии до 2 км от области

питания современных ледников, вероятно, образованы во время деградации заключительной (норильской) стадии сартанского оледенения на рубеже позднего плейстоцена и голоцена (МИС 2 — МИС 1). Морены II комплекса состоят из нескольких гряд, сформированных, по-видимому, в результате прерывистого (рецессивного) отступления ледников во время ньяпанской рецессии сартанского оледенения (МИС 2). Морены III комплекса, расположенные в низовьях долины р. Евваям, имеют весьма дряхлый облик и высокую степень эпигенетической переработки, в том числе связанной с морской денудацией. Таким образом, можно сделать вывод, что формирование ледникового комплекса произошло в несколько стадий, а заключительная фаза пришлась на эпоху максимального похолодания сартанского оледенения (гыданская стадия). В дальнейшем в результате тектонического подъема и последующей стабилизации территории на рубеже позднего плейстоцена и голоцена древний палеоурез моря оказался минимум на 40 м выше современного уровня моря.

БЛАГОДАРНОСТИ

Полевые работы проводились в рамках темы госзадания ИГ РАН № FMGE-2019-0004; работа со снимками, обработка полевых материалов и обобщение результатов выполнены при поддержке гранта Российского научного фонда № 21-17-00054. Автор благодарен к.г.н. М.Д. Ананичевой за возможность участия в экспедиции и к.г.н. А.Ю. Пахомову за конструктивные замечания к первому варианту статьи и ценные консультации по заключениям результатов исследования.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Ананьев Г.С., Ананьева Э.Г., Бодрова О.В., Пахомов А.Ю. (1988). Геоморфологический анализ областей древнего вулканизма (на примере Северного Приохотья). Владивосток: ДВО АН СССР, 234 с.
- Архипов С.А. (1997). Хронология геологических событий позднего плейстоцена Западной Сибири // Геология и геофизика. Т. 38. № 12. С. 1863—1884.
- Баранова Ю.П., Бискэ С.Ф. (1964). Северо-Восток СССР. М.: Наука, 300 с.
- Верховская Н.Б. (1986). Плейстоцен Чукотки. Палинo-стратиграфия и основные палеогеографические события. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 116 с.
- Галанин А.А., Глушкова О.Ю. (2006). Оледенения, климат и растительность района Тауйской губы (Северное Приохотье) в позднечетвертичное время // Геоморфология. № 2. С. 50—61.
- Галанин А.А. (2012). Возраст последнего ледникового максимума на северо-востоке Азии // Криосфера Земли. Т. 16. № 3. С. 39—52.
- Геологическая карта. Лист Р-58-XXXV, О-58-V, м-б 1:200 000, 2-е издание. (2000). [Электронный ресурс].

- URL: http://www.geolkart.ru/list_200.php?idlist=O-58-V&idlist_d=G&gen=2&g=1 (дата обращения: 25.05.2022)
- Глушкова О.Ю., Гуалтиери Л. (1998). Особенности позднечетвертичного оледенения северной части Корякского нагорья // Изменение природной среды Берингии в четвертичный период. Магадан: СВНЦ ДВО РАН, С. 112–132.
- Дегтяренко Ю.П., Баранова Ю.П. (1959). Основные этапы развития Корякской горной системы и Анадырской низменности // Мат-лы Второго Всесоюзн. геоморф. совещания. М.: Изд-во ГО СССР, С. 9.
- Дегтяренко Ю.П. (1961). Древнее оледенение Корякской горной системы // Проблемы четвертичного оледенения Сибири и Дальнего Востока. Л.: Тр. ВСЕГЕИ, Вып. 64. С. 135–140.
- Зубаков В.А. (1961). Проблемы четвертичного оледенения Сибири и Дальнего Востока // Труды ВСЕГЕИ. Т. 64. 159 с.
- Каталог ледников СССР. Т. 20. Камчатка. Ч. 1. Корякское нагорье. Дополнительные материалы к т. 14, вып. 2, ч. 6. Бассейн р. Акшийрака / Е.К. Баков, О.Н. Виноградов, Г.И. Коновалова и др. (1982). М.–Л.: Гидрометеиздат, 78 с.
- Катранжи О.В. (2017). Экобиоморфный, экологический и ценотический состав флоры на участках “мыс Говена”, “бухта Лаврова” государственного природного заповедника “Корякский” // Сохранение биоразнообразия Камчатки и прилегающих морей / М-лы XVII междунар. конф. Петропавловск-Камчатский, С. 315–321.
- Колосов Д.М. (1947). Проблемы древнего оледенения северо-востока СССР // Тр. ГГУ Главсевморпути. № 30. С. 173.
- Лямеборшай С.Х. (2004). Основные принципы и методы экологического лесопользования. М.: ВНИИЛММПР, 282 с.
- Нешатаева В.Ю., Нешатаев В.Ю. (2018). Тундровая растительность полуострова Говена (Корякский округ Камчатского края) // Фиторазнообразие Восточной Европы. Тольятти: Институт экологии Волжского бассейна РАН, Т. 12. № 4. С. 65–93.
- Петров О.М. (1976). Геологическая история Берингова пролива в позднем кайнозое // Берингия в кайнозое. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, С. 28–32.
- Сакс В.Н. (1959). Некоторые спорные вопросы истории четвертичного периода в Сибири // Тр. НИИГА. Т. 96. № 8. С. 151–163.
- Свиточ А.А. (1959). Катастрофические события в палеогеографии плейстоцена // Вестник Московского ун-та. Сер. 5. География. № 3. С. 11–19.
- Геология СССР. Т. XXX. Северо-Восток СССР. Геологическое строение. Кн. 1 / А.В. Сидоренко. (1970). М.: Недра, 548 с.
- Соколов С.Д. (2010). Очерк тектоники северо-востока Азии // Геотектоника. № 6. С. 60–78.
- Стрелков С.А., Сакс В.Н., Архипов С.А., Волкова В.С. (1965). Проблема четвертичных оледенений Сибири // Основные проблемы изучения четвертичного периода. М.: Наука, С. 188–205.
- Фотиев С.М. (2006). Современные представления об эволюции криогенной области Западной и Восточной Сибири в плейстоцене и голоцене // Криосфера Земли. Т. 10. № 2. С. 3–26.
- Шило Н.А., Ложкин А.В., Андерсон П.М. и др. (2005). Новые радиоуглеродные и палеоботанические данные о развитии ледниковых озер Чукотки // ДАН. Т. 404. № 5. С. 687–689.
- Шило Н.А., Ложкин А.В., Андерсон П.М. и др. (2005). Первые радиоуглеродные датировки и палинологическая характеристика верхнеплейстоценовых интерстадиальных озерных отложений Южной Чукотки // ДАН. Т. 403. № 6. С. 821–823.
- Чемехов Ю.Ф. (1961). Проблемы четвертичного оледенения Северо-Востока и Дальнего Востока СССР // Пробл. четвертич. оледенения Сибири и Дальнего Востока. Л.: ОНТИ ВСЕГЕИ, С. 120–135.
- Barr I.D., Clark C.D. (2012). Late Quaternary glaciations in Far NE Russia; combining moraines, topography and chronology to assess regional and global glaciation synchrony // Quaternary Science Reviews. Vol. 53. P. 72–87. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2012.08.004>
- Batchelor C.L., Margold M., Krapp M. et al. (2019). The configuration of Northern Hemisphere ice sheets through the Quaternary // Nature communications. T. 10. No. 1. С. 1–10.
- Brigham-Grette J., Gualtieri L.M., Glushkova O.Y. et al. (2003). Chlorine-36 and ¹⁴C chronology support a limited last glacial maximum across central Chukotka, northeastern Siberia, and no Beringian ice sheet // Quaternary Research. Vol. 59. No. 3. P. 386–398. [https://doi.org/10.1016/S0033-5894\(03\)00058-9](https://doi.org/10.1016/S0033-5894(03)00058-9)
- Glushkova O.Yu. (1992). Paleogeography of Late Pleistocene glaciation of North-Eastern Asia // Proceedings of the international conference of Arctic Margins, Russian Academy of Sciences, Far East Branch, Northeast Science Center, Magadan. С. 339–344.
- Glushkova O.Yu. (2011). Late Pleistocene glaciations in North-East Asia // Developments in Quaternary Sciences. Elsevier. T. 15. P. 865–875. <https://doi.org/10.1016/B978-0-444-53447-7.00063-5>
- Gualtieri L., Glushkova O., Brigham-Grette J. (2000). Evidence for restricted ice extent during the last glacial maximum in the Koryak Mountains of Chukotka, Far Eastern Russia // Geological Society of America Bull. Vol. 112. № 7. P. 1106–1118. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(2000\)112<1106:EFRIED>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(2000)112<1106:EFRIED>2.0.CO;2)
- Heiser P.A., Roush J.J. (2001). Pleistocene glaciations in Chukotka, Russia: moraine mapping using satellite synthetic aperture radar (SAR) imagery // Quaternary Science Reviews. T. 20. No. 1–3. P. 393–404. [https://doi.org/10.1016/S0277-3791\(00\)00109-8](https://doi.org/10.1016/S0277-3791(00)00109-8)
- Stauch G., Gualtieri L. (2008). Late Quaternary glaciations in northeastern Russia // Journal of Quaternary Science: Published for the Quaternary Research Association. Vol. 23. No. 6–7. P. 545–558. <https://doi.org/10.1002/jqs.1211>

GEOMORPHOLOGY AND THE FORMATION HISTORY OF GLACIAL MATERIALS OF THE EV'VAYAM RIVER VALLEY (KORYAK HIGHLANDS)²

M. S. Lukyanycheva^{a,b,#}

^a Institute of Geography RAS, Moscow, Russia

^b Melnikov Permafrost Institute SB RAS, Yakutsk, Russia

[#]E-mail: mashluk95@igras.ru

Based on the interpretation of satellite images and field observations, three moraines of different ages and morphology were identified in the valley of Ev'vayam River. The oldest, poorly preserved and significantly eroded moraines are located in the lower reaches of the Ev'vayam River near the Bering Sea coast. A well expressed in relief complex of younger moraines consisting of three better-preserved moraine ridges (45, 62–72 and 87–95 m a. s. l.) with thin soil cover is distinguished in the middle reaches of Ev'vayam River. The youngest moraines are found in the upper reaches of the Ev'vayam River Valley at elevations of 240–320 m a. s. l., where they form longitudinal ridges, or “tongues”. Based on the preservation degree, morphology and size of the investigated glacial complex, and published data on adjacent areas, the glaciation of the territory had a mountain-valley character. The glacier apparently reached its maximum size at the beginning of the Late Pleistocene, when it moved beyond the valley of the Ev'vayam River to the coast. The moraines in the central part of the valley and in its upper reaches were formed by much smaller glaciers during the end of Late Pleistocene. The recharge area of glaciers during this period was limited to a series of glacial cirques and kars in the central part of Pylgynskiy Range. Currently, small glaciers are present in cirques at elevations from 410 m to 720 m a. s. l., and continue to form modern moraines.

Keywords: glaciation of Northeast Asia, Pleistocene, paleogeography, Quaternary glaciations, moraines

ACKNOWLEDGEMENTS

The fieldwork was conducted within the framework of the state task No. FMGE-2019-0004 of the IG RAS; work with images, processing of field materials, and summarizing the results was supported by the Russian Science Foundation Project No. 21-17-00054. The author is grateful to Dr. M.D. Ananicheva for the opportunity to participate in the expedition and Dr. A.Yu. Pakhomov for constructive comments on the first version of the article and valuable advice on the conclusions of the research results.

REFERENCES

- Anan'ev G.S., Anan'eva E.G., Bodrova O.V., Pakhomov A.Yu. (1988). *Geomorfologicheskii analiz oblasti drevnego vulkanizma (na primere Severnogo Priokhot'ya)* (Geomorphological analysis of the areas of ancient volcanism (on the example of the Northern Okhotsk region)). Vladivostok: DVO AN SSSR (Publ.), 234 p. (in Russ.)
- Arkipov S.A. (1997). Chronology of geological events in the late Pleistocene of Western Siberia. *Geologiya i geofizika*. Vol. 38. No. 12. P. 1863–1884. (in Russ.)
- Baranova Yu.P., Biske S.F. (1964). *Severo-Vostok SSSR* (North-East of the USSR). M.: Nauka (Publ.), 300 p. (in Russ.)
- Barr I.D., Clark C.D. (2012). Late Quaternary glaciations in Far NE Russia; combining moraines, topography and chronology to assess regional and global glaciation synchrony. *Quaternary Science Reviews*. No. 53. P. 72–87. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2012.08.004>
- Batchelor C.L., Margold M., Krapp M. et al. (2019). The configuration of Northern Hemisphere ice sheets through the Quaternary. *Nature Communications*. T. 10. No. 1. P. 1–10.
- Brigham-Grette J., Gualtieri L.M., Glushkova O.Yu. et al. (2003). Chlorine-36 and ¹⁴C chronology support a limited last glacial maximum across central Chukotka, northeastern Siberia, and no Beringian ice sheet. *Quaternary Research*. Vol. 59. No. 3. P. 386–398. [https://doi.org/10.1016/S0033-5894\(03\)00058-9](https://doi.org/10.1016/S0033-5894(03)00058-9)
- Chemekov Yu.F. (1961). Problems of Quaternary glaciation in the Northeast and Far East of the USSR, Probl. chetvertich. oledeneniya Sibiri i Dalnego Vostoka. Leningrad: ONTI VSEGEI (Publ.), P. 120–135. (in Russ.)
- Degtyarenko Yu.P., Baranova Yu.P. (1959). The main stages in the development of the Koryak mountain system and the Anadyr lowland. *Materialy Vtorogo Vsesoyuznogo geomorfologicheskogo soveshchaniya*. M.: Izd-vo Geograf. o-va SSSR (Publ.), P. 9. (in Russ.)
- Degtyarenko Yu.P. (1961). Ancient glaciation of the Koryak mountain system. *Problemy chetvertichnogo oledeneniya Sibiri i Dal'nego Vostoka*. L.: VSEGEI (Publ.), Iss. 64. P. 135–140. (in Russ.)
- Fotiev S.M. (2006). Modern conceptions of the evolution of cryogenic area of west and east Siberia in Pleistocene and Holocene. *Criosfera Zemli*. T. 10. No. 2. P. 3–26. (in Russ.)
- Galanin A.A. (2012). Age of the last glacial maximum in Asia north-east. *Criosfera Zemli*. T. 16. No. 3. P. 39–52. (in Russ.)
- Galanin A.A., Glushkova O.Yu. (2006). Glaciations, climate and vegetation of the area of the Taii Bay (North-

² For citation: Lukyanycheva M.S. (2023). Geomorphology and the formation history of glacial materials of the Ev'vayam River valley (Koryak Highlands). *Geomorfologiya i Paleogeografiya*. Vol. 54. No. 2. P. 105–120 (in Russian). <https://doi.org/10.31857/S2949178923010097>; <https://elibrary.ru/GQGELD>

- ern Okhotsk) in the late Quaternary. *Geomorfologiya*. No. 2. P. 50–61. (in Russ.)
- Geological map. P-58-XXXV, O-58-V, scale 1:200,000, second edition. (2000). [Electronic resource]. URL: http://www.geolkarta.ru/list_200.php?idlist=O-58-V&idlist_d=G&gen=2&g=1 (access date: 05/25/2022)
- Glushkova O.Yu. (2011). Late Pleistocene glaciations in north-east Asia. *Developments in Quaternary Sciences. Elsevier*. T. 15. P. 865–875. <https://doi.org/10.1016/B978-0-444-53447-7.00063-5>
- Glushkova O.Yu., Gualtieri L. (1998). Peculiarities of Late Quaternary glaciation in the northern part of the Koryak Highlands. *Izmenenie prirodnoi sredy Beringii v chetvertichnyi period*. Magadan: SVNC DVO RAN (Publ.), P. 112–132. (in Russ.)
- Glushkova O.Yu. (1992). Paleogeography of late Pleistocene glaciation of north-eastern Asia. *Proceedings of the international conference of Arctic Margins, Russian Academy of Sciences, Far East Branch, Northeast Science Center*. Magadan. P. 339–344.
- Gualtieri L., Glushkova O., Brigham-Grette J. (2000). Evidence for restricted ice extent during the last glacial maximum in the Koryak Mountains of Chukotka, Far Eastern Russia. *Geological Society of America Bulletin*. T. 112. No. 7. P. 1106–1118. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(2000\)112<1106:EFRIED>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(2000)112<1106:EFRIED>2.0.CO;2)
- Heiser P.A., Roush J.J. (2001). Pleistocene glaciations in Chukotka, Russia: moraine mapping using satellite synthetic aperture radar (SAR) imagery. *Quaternary Science Reviews*. Vol. 20. No. 1–3. P. 393–404. [https://doi.org/10.1016/S0277-3791\(00\)00109-8](https://doi.org/10.1016/S0277-3791(00)00109-8)
- Bakov E.K., Vinogradov O.N., Kononova G.I. et al. (Eds.). (1982). *Katalog lednikov SSSR. T. 20. Kamchatka. Chast' 1. Koryakskoe nagor'e. Dopolnitel'nye materialy k t. 14, vyp.2, chasti 6. Bassein r. Akshiiraka* (Catalog of glaciers of the USSR. Vol. 20. Kamchatka. Part 1. Koryak Highlands. Supplementary Materials for Volume 14, Issue 2, Part 6. Basin of the Akshiyak River). M.–L.: Gidrometeoizdat (Publ.), Vol. 20. 78 p. (in Russ.)
- Katranzhi O.V. (2017). Ecobiomorphic, environmental and cenotic composition of flora on the areas of “Goven Cape”, “Lavrova Bay” of the state nature reserve “Koryaksky”. *Sokhranenie bioraznoobraziya Kamchatki i prilegayushchikh morei. M-ly XVII mezhdunar. konf. Petropavlovsk-Kamchatskii*. P. 315–321. (in Russ.)
- Kolosov D.M. (1947). Problemy drevnego oledeneniya severo-vostoka SSSR (Problems of Ancient Glaciation in the North-East of the USSR). *Tr. GGU Glavsevmorputi*. No. 30. 173 p. (in Russ.)
- Lyameborshay S.Kh. (2004). *Osnovnye printsipy i metody ekologicheskogo lesopol'zovaniya* (Basic principles and methods of ecological forest management). M.: VNIILMMPR (Publ.), 282 p. (in Russ.)
- Neshataeva V.Yu., Neshataev V.Yu. (2018). Tundra vegetation of the Goven peninsula (Koryak district of Kamchatka region). *Fitoraznoobrazie Vostochnoi Evropy*. Tolyatti: Institut ekologii Volzhskogo basseina RAN (Publ.), Vol. 12. No. 4. P. 65–93. (in Russ.)
- Petrov O.M. (1976). Geological history of the Bering Strait in the late Cenozoic. *Beringiya v kainozoe*. Vladivostok: DVNC AN SSSR (Publ.), P. 28–32. (in Russ.)
- Saks V.N. (1959). Some controversial questions of the history of the Quaternary period in Siberia. *Tr. NIIGA*. 96. 8. P. 151–163. (in Russ.)
- Shilo N.A., Lozhkin A.V., Anderson P.M. et al. (2005). New radiocarbon and paleobotanical data on the development of glacial lakes in Chukotka. *Doklady Akademii nauk*. Vol. 404. No. 5. P. 687–689. (in Russ.)
- Shilo N.A., Lozhkin A.V., Anderson P.M. et al. (2005). The first radiocarbon dates and palynological characteristics of the Upper Pleistocene interstadial lacustrine deposits of South Chukotka. *Doklady Akademii nauk*. Vol. 403. No. 6. P. 821–823. (in Russ.)
- Sidorenko A.V. (Ed.). (1970). *Geologiya SSSR. T. XXX. Severo-vostok SSSR. Geologicheskoe stroenie. Kniga 1* (Geology of the USSR. V. XXX. North-East of the USSR. Geological structure. Book 1.). M.: Nedra (Publ.), 548 p. (in Russ.)
- Sokolov S.D. (2010). Sketch of tectonics of northeast Asia. *Geotektonika*. No. 6. P. 60–78. (in Russ.)
- Stauch G., Gualtieri L. (2008). Late Quaternary glaciations in northeastern Russia. *Journal of Quaternary Science: Published for the Quaternary Research Association*. No. 23. No. 6–7. No. 545–558. <https://doi.org/10.1016/j.yqres.2010.04.003>
- Strelkov S.A., Saks V.N., Arkhipov S.A., Volkova V.S. (1965). Problem of Quaternary glaciations in Siberia. *Osnovnye problemy izucheniya chetvertichnogo perioda*. P. 188–205 (in Russ.)
- Svitoch A.A. (2010). Catastrophic events in Pleistocene paleogeography. *Bulletin of Moscow University. Series 5. Geography*. No. 3. P. 11–19. (in Russ.)
- Verkhovskaya N.B. (1986). *Pleistotsen Chukotki* (Pleistocene of Chukotka). *Palinostratigrafiya i osnovnye paleogeograficheskie sobytiya*. Vladivostok: DVNTs AN SSSR (Publ.), 116 p. (in Russ.)
- Zubakov V.A. (1961). *Problemy chetvertichnogo oledeneniya Sibiri i Dal'nego Vostoka* (The current state of the problem of the Pleistocene glaciation in Siberia). *Trudy VSEGEI*. T. 64. 159 p. (in Russ.)