

RUSSIAN ACADEMY OF SCIENCES

GEOMORPHOLOGY

Vol. 52 No. 1 January – March 2021

FOUNDED 1970

QUARTERLY

Editor-in-Chief

V.P. Chichagov

Ph.D. of Geographic Sciences
Institute of Geography RAS, Moscow

Deputy Editor-in-Chief

A.N. Makkaveyev

Ph.D. of Geographic Sciences
Institute of Geography RAS, Moscow

Assistant Editor

E.V. Lebedeva

Ph.D. of Geographic Sciences
Institute of Geography RAS, Moscow

Editorial board:

Z. Babinski – professor, Institute of Geography
Kazimierz Wielki University, Bydgoszcz, Poland

O.K. Borisova – Ph.D. of Geographic Sciences,
Institute of Geography RAS,
Moscow

D. Bowman – professor, Ben-Gurion University
of the Negev, Beer Sheva, Israel

S.A. Bulanov – Ph.D. of Geographic Sciences,
Institute of Geography RAS,
Moscow

A.S. Viktorov – Ph.D. of Geographic Sciences,
Sergeev Institute of Environmental Geoscience RAS,
Moscow

V.N. Golosov – Ph.D. of Geographic Sciences,
Institute of Geography RAS;
Lomonosov Moscow State University, Moscow

L.A. Zhindarev – Ph.D. of Geographic Sciences,
Lomonosov Moscow State University,
Moscow

N.V. Karpukhina – Ph.D. of Geographic Sciences,
Institute of Geography RAS, Moscow

I.O. Leont'yev – Ph.D. of Geographic Sciences,
Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow

E.A. Likhacheva – Ph.D. of Geographic Sciences,
Institute of Geography RAS,
Moscow

A.O. Mazarovich – Ph.D. of Geological
and Mineralogical Sciences, GIN RAS, Moscow

K. Morange – professor, Aix-Marseille University,
Marseille, France

D.L. Nikitina – professor, West Chester University,
West Chester, Pennsylvania, USA

I.S. Novikov – Ph.D. of Geological and Mineralogical
Sciences, Institute of Geology and Mineralogy Siberian
Branch RAS, Novosibirsk

C.D. Ollier – professor, University of Western Australia,
Perth, Australia

A.V. Panin – Ph.D. of Geographic Sciences,
Institute of Geography RAS; Lomonosov Moscow State
University; Institute of Water Problems RAS, Moscow

Yu.V. Ryzhov – Ph.D. of Geographic Sciences, Sochava
Institute of Geography Siberian Branch RAS;
Irkutsk Research Center Siberian Branch RAS, Irkutsk

O. Slaymaker – professor, University
of British Columbia, Vancouver,
Canada

O.N. Solomina – Corresponding Member RAS,
Ph.D. of Geographic Sciences,
Institute of Geography RAS, Moscow

V.G. Trifonov – Ph.D. of Geographic Sciences,
GIN RAS, Moscow

D. Walling – professor, University of Exeter, Exeter,
Great Britain

S.V. Kharchenko – Ph.D. of Geographic Sciences,
Institute of Geography RAS; Lomonosov Moscow
State University, Moscow

R.S. Chalov – Ph.D. of Geographic Sciences,
Lomonosov Moscow State University, Moscow

S.V. Shvarev – Ph.D. of Geographic Sciences,
Institute of Geography RAS; The Schmidt Institute
of Physics of the Earth of the RAS, 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: Staromonetnyi 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 0435-4281 (Print)

ISSN 2658-4530 (Online)

СОДЕРЖАНИЕ

Том 52, номер 1, 2021

Темпы денудации в перигляциальных областях высокогорий:
методы и результаты исследований

С. В. Харченко, А. В. Федин, В. Н. Голосов

3

МЕТОДИКА НАУЧНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Новый подход к комплексной оценке рельефа для целей
эффективного природопользования

*Е. А. Еременко, Ю. Р. Беляев, С. И. Болысов,
В. И. Мысливец, А. В. Бредихин*

19

НАУЧНЫЕ СООБЩЕНИЯ

Разновозрастные древние аласы на северо-востоке России

Е. С. Горбатов, С. Ф. Колесников, С. А. Кузьмина

33

Котловины выдувания на морском берегу Куршской и Вислинской кос
(на Российской территории)

К. В. Карманов, Е. М. Бурнашов

44

Берега острова Итуруп: морфология, динамика, прогноз развития

М. А. Кузнецов

51

Виды и задачи геоморфологического районирования

С. Б. Кузьмин

61

Особенности строения и развития рельефа Южно-Сахалинского
грязевого вулкана (о-в Сахалин)

Е. В. Лебедева, Д. В. Мишуринский

75

Отражение палеосейсмических событий в позднеплейстоцен-голоценовых
отложениях террас озера Имандра (Кольский регион)

С. Б. Николаева

86

Региональные особенности геоморфологического строения
древнеледниковой области в центре Русской равнины

Н. Г. Судакова, С. И. Антонов

100

Структура склоновой ложбинной сети криолитозоны
в окрестностях г. Анадыря

А. М. Тарбеева, О. Д. Трегубов, Л. С. Лебедева

109

Contents

Vol. 52, No. 1, 2021

Denudation rates in the mountain periglacial regions: research methods and results

S. V. Kharchenko, A. V. Fedin, and V. N. Golosov

3

METHODS OF RESEARCH

A new approach to complex relief assessment for effective environmental management

E. A. Eremenko, Y. R. Belyaev, S. I. Bolysov, V. I. Myslivets, and A. V. Bredikhin

19

SHORT COMMUNICATIONS

Different-age ancient alases of the North-East of Russia

E. S. Gorbatov, S. F. Kolesnikov, and S. A. Kuzmina

33

Blowouts on the seashore of the Curonian and Vistula Spits (in Russian territory)

K. V. Karmanov and E. M. Burnashov

44

Coasts of Iturup Island: morphology, dynamics, forecast

M. A. Kuznetsov

51

Types and objectives of geomorphological zoning

S. B. Kuzmin

61

Features of structure and development of the relief of the Yuzhno-Sakhalinsk mud volcano (Sakhalin Is.)

E. V. Lebedeva and D. V. Mishurinskii

75

Reflection of paleoseismic events in late Pleistocene and Holocene deposits of the terraces of the Lake Imandra (Kola Region, Fennoscandian Shield)

S. B. Nikolaeva

86

Regional features of the geomorphological structure of ancient glacier region in the center of the Russian Plain

N. G. Sudakova and S. I. Antonov

100

Patterns of the slope drainage network of the permafrost in the area of Anadyr

A. M. Tarbeeva, O. D. Tregubov, and L. S. Lebedeva

109

ТЕМПЫ ДЕНУДАЦИИ В ПЕРИГЛЯЦИАЛЬНЫХ ОБЛАСТЯХ ВЫСОКОГОРИЙ: МЕТОДЫ И РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

© 2021 г. С. В. Харченко^{1,2,*}, А. В. Федин², В. Н. Голосов^{1,2}

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

² Институт географии РАН, Москва, Россия

*E-mail: xar4enkoff@yandex.ru

Поступила в редакцию 22.12.2019 г.

После доработки 11.03.2020 г.

Принята к публикации 06.10.2020 г.

Перигляциальные области в горах характеризуются наиболее высокими темпами процессов денудации, что обусловлено активным физическим выветриванием, значительными уклонами и низким проективным покрытием растительности на поверхности склонов, характерными для этих областей. Ускоренное расширение перигляциальных областей, которое происходит в последние десятилетия, объясняется климатическими изменениями, способствующими таянию горных ледников. Совершенствование методической базы для изучения процессов трансформации рельефа, темпов различных экзогенных процессов и особенностей перераспределения материала по пути транспортировки наносов со склонов в днища долин постоянных водотоков повлекли резкий рост исследований по количественной оценке пространственно-временных изменений рельефа перигляциальной зоны в горах. В статье рассматриваются различные традиционные и современные методы и подходы к изучению рельефа перигляциальной зоны и его изменений. Они подразделены на две группы: методы стационарных и полустационарных наблюдений за экзогенными процессами и методы исследования перераспределения наносов на водосборах. Внутри каждой группы методов выделены различные направления, особое внимание уделено новейшим технологиям. Обобщены результаты наблюдений за темпами различных экзогенных процессов, происходящих в перигляциальной зоне. Показано, что интенсивность обвально-осыпных процессов зависит от литологии пород и частоты внутрисуточных переходов температуры воздуха через ноль градусов и изменяется в интервале от 0.02 до 1.6 мм/год. Лавинная абразия достигает 40–70 мм/год, что в пересчете на площадь склонового водосбора, в пределах которого сходят лавины, соответствует темпам денудации 0.01–0.05 мм/год в зависимости от снежности года. Максимальная интенсивность смыва характерна для склонов, сложенных мореной, где она достигает 100 мм/год в первые годы после таяния ледника, а через 50 лет замедляется до 7–10 мм/год. Основная часть наносов доставляется со склонов в днища долин при эпизодически формирующихся селях.

Ключевые слова: перигляциальная область, высокогорье, темпы денудации

DOI: 10.31857/S0435428121010065

ВВЕДЕНИЕ

Перигляциальные области — территории, находящиеся в зоне влияния покровных или горных ледников [1]. Это влияние подразумевает специфику климата, морфолитогенеза, ландшафта в целом. В англоязычной литературе часто также используется прилагательное “proglacial”, буквально “предледниковый”, находящийся перед кромкой ледника. Нет единого мнения о границах перигляциальных и прогляциальных зон и возможности использования каких-либо конкретных, выделяемых на местности или по дистанционным данным, маркеров этих границ. В некоторых работах [2] в качестве верхней границы прогляциальной зоны горных оледенений

принимается нынешняя граница ледникового покрова, нижней — линия максимального распространения более или менее четко идентифицируемой морены последнего ледникового максимума, например, для многих горных ледников Северной Евразии — Малого ледникового периода. Выделение прогляциальной зоны обусловлено спецификой и высокой интенсивностью процессов, протекающих на недавно освобожденной ото льда территории. В отличие от прогляциальной зоны, как правило, подразумевается, что перигляциальная зона — это территория, которая в недавнем геологическом прошлом испытывала на себе как прямое, так и косвенное влияние ледника, в том числе, например, воздействие водноледниковых потоков.

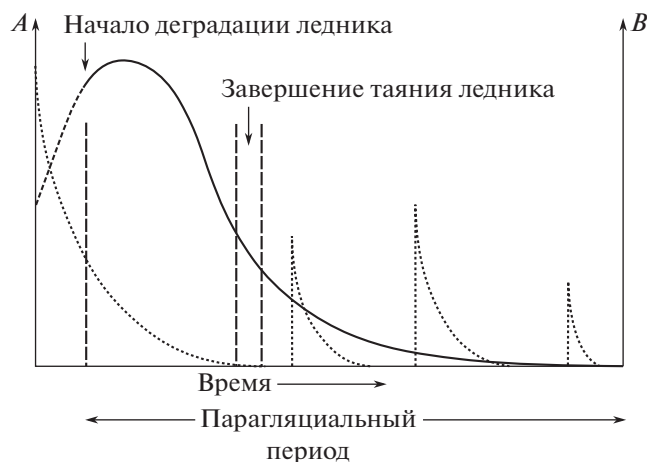


Рис. 1. Модели, иллюстрирующие реакцию водосбора на дегляциацию (по [3] с дополнениями). Сплошной черной линией показана классическая модель, предложенная [4], где доступность материала для эрозии (ось *A*) уменьшается со времени таяния ледника. Коротким пунктиром отражена интенсивность сноса материала (ось *B*) как предложено [5]. Видны эпизодические события, как во время, так и после дегляциации, вызванные, например, экстремальными ливнями [6].

Несмотря на существующую некоторую неопределенность в терминологии, эти две зоны имеют общие особенности.

Во-первых, это территории, многие составляющие ландшафта которых полностью или в значительной степени сформированы ледником, и могут использоваться как эталонные объекты для изучения развития рельефа и отложений после или во время снятия ледниковой “нагрузки”. Принципиальная смена набора экзогенных процессов на территории, длительное время находившейся в динамическом равновесии, после таяния ледника способствует резкой активизации темпов перераспределения наносов, которая прослеживается на относительно коротких промежутках времени (рис. 1). Синхронно наблюдаются начальные (в зависимости от времени таяния ледника) этапы формирования почвенного покрова и растительные сукцессии.

Во-вторых, с учетом развития высокоточных методов измерения абсолютных высот и расчетного компьютерного моделирования динамики земной поверхности, появляется возможность натурального количественного определения темпов денудации за относительно короткие временные интервалы и оценки вклада в них отдельных рельефообразующих процессов на фоне меняющихся глобального климата и местного перигляциального микроклимата, присущего конкретно исследуемому водосбору. Большой потенциал существует для апробации и полевой верификации

конкретных математических моделей и алгоритмов.

В-третьих, возможности освоения человеком высокогорной зоны предопределяются темпами денудации рельефа в ее пределах. Причем не только за счет катастрофического, импульсного преобразования поверхности, но и за счет фоновых, но, тем не менее, весьма быстрых в геологических масштабах времени изменений.

В данной статье дается всесторонний обзор современных представлений о количественной оценке денудации перигляциальной зоны, включая методы изучения интенсивности различных экзогенных процессов, их долевого вклада в суммарное перераспределение наносов на склонах и поступление в русла постоянных водотоков. Сводных исследований по данной проблеме опубликовано немного (далее ссылки по тексту), к тому же за последние годы, с развитием методов инструментальных измерений и дистанционного зондирования Земли, открылись совершенно новые возможности для актуализации и уточнения ранее полученных данных по темпам денудации и транзиту наносов на высокогорных водосборах. Почти не охвачены исследованиями рельефа и рельефообразования оказались перигляциальные области высокогорий российских горных систем, что, по мнению авторов, подчеркивает необходимость систематизации исследований по данной проблеме и для русскоязычной аудитории.

МЕТОДИЧЕСКИЕ ПОДХОДЫ

Стационарные и полустационарные исследования позволяют наблюдать процессы рельефообразования в условиях высокогорий во всей их сложности с учетом различных факторов морфолитогеоза. Опыт проведения стационарных геоморфологических исследований на территории бывшего СССР обобщил в 1992 г. Г.С. Ананьев [7]. Широко известны результаты работ Н.В. Хмелевой с коллегами [8, 9], касающиеся 25-летнего мониторинга осыпного склона в бассейне р. Жюэжвара, а также транспорта наносов в русле р. Бзыбь в Абхазии. Стационарные исследования подразумевают заложение площадок наблюдения, мониторинг потоков воды и наносов, изменения отметок земной поверхности и др. В условиях гор стационарные наблюдения ведутся за различными группами процессов: эндогенными (сейсмическими), экзогенными (карстово-суффозионными, флювиальными, криогенными, лавинными, ледниковыми и др.), смешанными (склоновыми). Стационарные исследования геоморфологических процессов бывают нацелены как на решение фундаментальных (установление характерных скоростей протекания тех или иных процессов в различных природных условиях), так и конкретных прикладных задач (например, мониторинг

эрозии на сельскохозяйственных землях, геотехнический мониторинг примыкающих к дорогам склонов и др.).

Основные способы наблюдения за ходом геоморфологических процессов:

1) серии повторных съемок поверхности с земли или воздуха (аналоговое и цифровое фото, лазерное сканирование);

2) использование неподвижных реперов, от которых ведется отсчет перемещения “подвижных точек” в рельефе, например, вершин линейных эрозионных врезов, положений отдельных крупных обломков в морене горных ледников и т.д.;

3) фиксация положения обломочного материала на склонах с помощью окрашивания (например, серия параллельных линий вдоль простирания склона или ортогональная сетка) с последующим наблюдением за деформацией рисунка (возможно, с привлечением фотографирования с воздуха);

4) подсчет объема/массы взвешенных или влекомых наносов в руслах водотоков, а также ионного стока;

5) создание искусственных фиксированных поверхностей (пластиковых, тканевых) в основании склона, выступающих в качестве ловушек для осыпного, делювиального и другого материала;

6) установка в толще движущегося рыхлого чехла специальных трубок, шпилек и т.д. для получения эпюры вертикального распределения скоростей его смещения;

7) установка ультразвуковых, лазерных и др. датчиков мониторинга отметок поверхности с высоким разрешением во времени (например, 1 мин). Такие датчики позволяют отслеживать как состояние поверхности грунтовой толщи, так и, например, изменения уровня воды в выбранном створе водотока. Вкупе с датчиками скорости потока и при известной форме сечения русла это дает возможности практически непрерывно вести мониторинг расхода воды.

Особую роль в будущем стационарных геоморфологических исследований в высокогорье мы отводим новому направлению: использованию современных аппаратно-программных средств, обычно применяемых в любительской робототехнике (наиболее известна Arduino [10]), в комбинации с различными типами сенсоров. Например, возможно сооружение рамы с серией ультразвуковых дальномеров для наблюдения в реальном времени за изменениями отметок поверхности с точностью 1–3 мм и временной дискретизацией, зависящей исключительно от емкости аккумуляторных батарей и могущей достигать 1 с. Другой вариант – мониторинг смещений грунта в приповерхностном слое с помощью дат-

чиков наклона, установленных на вертикальные шпильки, помещенные в грунт на разную глубину. Возможна передача получаемых данных в режиме реального времени по радиоканалу на расстоянии, как минимум, до 1 км при использовании наиболее бюджетных радиомодулей вплоть до передачи в любую точку мира с помощью GSM-модуля в местах с устойчивым приемом сигнала сотовой сети. Это обеспечивает сохранность уже собранных данных в случае уничтожения сенсора стихией или населением. Помимо перечисленных достоинств, такие самодельные датчики весьма дешевы (порядка первых тысяч российских рублей за единицу).

К сожалению, существующие ряды стационарных наблюдений, как правило, коротки. Нормальными считаются ряды в 20–30 лет, более протяженные являются скорее исключением. В этой связи для объяснения современного рельефа часто бывает невозможно использовать текущие скорости протекания процессов, также невозможно отследить и как-то описать влияние климатических изменений на них. Важным параметром наблюдений является не только длина ряда, но и периодичность получения данных. Так, например, в работе З.А. Титовой [11] показано, что в разные сезоны года один и тот же элемент склона в горах может поочередно являться и зоной аккумуляции, и зоной сноса. Это невозможно отследить при редкопериодических стационарных наблюдениях.

В 1973 г. А.А. Клюкин и Е.А. Толстых опубликовали [12] свои результаты по оценке темпов общей денудации известняковых обрывов в Горном Крыму. Они проводили мониторинг состояния отдельных участков склона за 7 временных срезов с начала ноября 1967 г. протяженностью ровно 1 год. В числе прочего, ими получены результаты, свидетельствующие, например, о том, что интенсивность денудации этих обрывов не зависит ни от числа переходов температуры через 0°C, ни от длительности соответствующего периода, а только от наличия жидких осадков непосредственно перед началом заморозков. Сопоставить конкретные события отступания склона и конкретные метеорологические явления иным способом, кроме как путем стационарного мониторинга, вряд ли было бы возможно. Важность синхронных измерений различных параметров среды, в особенности метеорологических, и темпов течения рельефообразующих процессов подчеркивалась и в [13].

Относительно незатронутой до сих пор остается проблема организации комплексных стационарных исследований в пределах единой литодинамической единицы территории, например, речного бассейна. Мониторинг организуется, как правило, за какими-то конкретными процессами

ми, в то время как учесть весь спектр основных рельефообразующих процессов даже на ограниченной территории обычно крайне затруднительно. В работе [14] по бассейну р. Протвы в Центральной России предпринята попытка учета вклада разных агентов денудации и аккумуляции на основе балансового подхода. Авторы показывают, что пульсационный характер некоторых процессов, как-то линейный рост оврагов или плоскостной смыв, может выражаться в том, что отдельные события приводят к сопоставимым или даже большим перестройкам рельефа, нежели его медленное видоизменение с фоновыми скоростями на длительных отрезках времени. В перигляциальных условиях высокогорий это соотношение может быть еще более сдвинуто в сторону рапидных изменений рельефа.

Космическая съемка (в т.ч. интерферометрическая) и аэрофотосъемка. Дистанционное зондирование Земли – традиционный метод изучения и картографирования высокогорных прогляциальных ландшафтов. Особенно востребованы мультиспектральная съемка с последующим синтезом изображений в квазестественных цветах для визуального дешифрирования, радиолокационная интерферометрическая съемка и аэрофотосъемка с пилотируемых и, все чаще, беспилотных летательных аппаратов с последующим построением цифровых моделей местности (ЦММ) и ортофотопланов.

Визуальное дешифрирование космо- и аэро- снимков является широко распространенным способом получения информации о дифференциации по территории различных геоморфологических процессов. Те изменения рельефа, которые не сопровождаются возникновением в ландшафте видимых следов смещений поверхности, не могут быть замечены и оконтурены. В первую очередь, “невидимыми” для интерпретатора космических снимков остаются процессы, происходящие на задернованных и залесенных площадках, за исключением разве что процессов блокового движения, когда мощности затронутого перемещением слоя столь велики, что вместе с корневой системой переносятся целые деревья. Даже на оголенных участках могут быть не замечены, например, процессы медленного смещения рыхлого чехла на склонах. В свою очередь, если снос, транзит или аккумуляция материала оставляют какие-либо следы, способные быть дешифровочными признаками, то таковые могут использоваться для восстановления тех или иных рельефообразующих событий. Несмотря на то, что первые работы, посвященные геоморфологическому дешифрированию аэро- и космических снимков, появились почти 80 лет назад [15, 16], в связи со все возрастающей детальностью и разнообразием (табл. 1) данных дистанционного зондирования интерес в этой области не ослабевает.

Дешифровочные признаки геоморфологических процессов в условиях высокогорий подробно описаны в целом ряде работ. Горизонтальным русловым деформациям посвящена работа [18], оползням – [19], крипу – [20, 21].

Все больше распространяется метод аэрофотосъемки с беспилотных летательных аппаратов (БПЛА). Как правило, при работе с легкими гражданскими БПЛА исследователь имеет возможность за съемочный день отснять в лучшем случае несколько квадратных километров территории, но с высокой детальностью: при съемке с высоты 100 м с широко известными аппаратами мультироторного типа DJI Phantom 3 и Phantom 4 можно получить ортофотоплан и ЦММ разрешением до 3–5 см. Материалы подобной детальности пока принципиально невозможно извлечь из космических снимков, а при использовании аэрофотосъемки на пилотируемых летательных аппаратах это весьма дорого.

Метод InSAR (радарной интерферометрии) хорошо зарекомендовал себя для целей картографирования смещений земной поверхности в условиях высокогорья, где нет плотной древесной растительности, а сама интенсивность этих смещений достаточно высока. В зависимости от технических характеристик каждого конкретного спутника, производящего интерферометрическую съемку, минимальная величина детектируемых изменений может быть от нескольких сантиметров до миллиметров [22, 23]. Среди ограничений этого метода: для мониторинга изменений отметок поверхности грунта корректно использовать только бесснежный период. Кроме того, возможно, что позиция интересующего участка будет неудачно расположена относительно трассы спутника, а расчленение рельефа столь велико, что площадь полностью или частично попадет в слепое пятно съемки [24]. Также существенно меньшей точности будут результаты, полученные для склонов, протянутых в направлении вдоль трассы спутника. Например, если спутник перемещается с востока на запад, то склоны южных и северных экспозиций будут сняты менее точно.

Неоднократно осуществлялись попытки сопоставить получаемые величины изменений поверхности (и конкретные границы каждого смещения) с данными наземного GPS-мониторинга, повторной стереографической аэрофотосъемки и т.д. (например, в регионе Вале, Альпы [25]); чаще всего результаты были весьма обнадеживающими. Как правило, данные картографирования изменений отметок поверхности соотносят со схемами визуального геоморфологического дешифрирования разновременных снимков в видимом диапазоне спектра. Это позволяет хотя бы в части случаев понять, с каким геоморфологическим процессом связаны перемещения.

Таблица 1. Хронология событий в области дистанционного зондирования Земли, оказавших влияние на методику геоморфологических наблюдений (по [17], с дополнениями и исправлениями)

Год	Событие
1972	Запущен спутник Landsat-1 (первоначальное название ERTS или Earth Resources Technology Satellite 1)
Середина 1970-х	Создание первых ЦМР в USGS (United States Geological Survey)
1977–1985	Начало периода широкого распространения персональных компьютеров в разных странах
1982	Выпуск первой версии ESRI Arc Info GIS
1986	Первые космические снимки высокого (10 м) разрешения – SPOT 1
1986	Возможность создания ЦМР по стереопарам SPOT 1
Конец 1980-х	Начало развития технологии лазерного сканирования
1991	Первые однометровые аэрофотоснимки (цифровые ортофотопланы), выпущенные USGS
1992	Создан первый GPS-приемник геодезической точности, работающий в режиме RTK
Конец 1990-х	Лидарные ЦММ и ЦМР становятся доступны на коммерческой основе
1993	Вывод на орбиту последнего (24-го) спутника NavStar (GPS)
1996	Завершено создание ЦМР GTOPO 30
1998	Работы по изучению возможностей лидарных и интерферометрических данных для создания ЦМР (USGS)
1999	Территория США полностью покрыта ЦМР 30-метрового разрешения
2000	Территория США полностью покрыта аэрофотосъемкой высокого разрешения
2000	Снятие ограничения на точность для гражданских GPS-приемников
Начало 2000-х	Работы по созданию первой глобальной ЦМР – SRTM (1")
2002	Съемка SPOT 5 с разрешением 2.5 м
2007	Завершено создание бесшовного 10-метрового покрытия ЦМР территории США
2009	Первая реализация данных ASTER GDEM (1")
2014	Запуск Sentinel-1 и начало получения интерферометрических данных среднего и высокого разрешения
2015	Начало работ по созданию ArcticDEM (2м)
2016	Реализация данных ALOS World 3D (1")
2019	Завершена первая версия Reference Elevation Model of Antarctica (8 м)

Есть успешные примеры применения данных радарной интерферометрической съемки для установления темпов смещения русел горных водотоков [26, 27], темпов смещения почвогрунтов, ускоренного климатическими изменениями и таянием мерзлоты [28], оползней [29].

Цифровое моделирование рельефа и численная симуляция. Сегодня для создания высокоточных и детальных цифровых “слепков” земной поверхности все чаще используются такие методы, как лазерное сканирование (наземное [30] и воздушное [31]) и стереофотограмметрия на данных, полученных с легких “бытовых” БПЛА (подход “структура из движения” – “structure from motion” [32]). При наличии как минимум пары цифровых моделей высот на одну и ту же территорию, но за разные временные срезы, можно судить об объемах переноса материала в некоторых пространственных границах в пределах погрешности съемки. В целом, чем более значительны изме-

нения поверхности – тем надежнее (при фиксированной инструментальной погрешности) идентифицируются ареалы этих перемещений и их объемы [33]. Примеры использования разновременных ЦМР для мониторинга денудации рельефа в перигляциальной зоне в настоящее время достаточно многочисленны (например, [34]). Успешный опыт картографирования и оценки суммарной денудации перигляциального пояса Центральных Альп представлен в работе [2]. На основе обработки ЦМР и использования количественных оценок темпов различных экзогенных процессов им удалось оценить темпы современной денудации данной территории в 0.3 мм/год.

Важнейшее значение с развитием вычислительной техники приобретают методы численного моделирования, или симуляции, – аналитические (преимущественно модели развития склонов разных морфодинамических типов) и статистические (модели вероятности проявления

по территории тех или иных явлений или процессов, чаще всего – рапидных). Основы метода численного расчетного моделирования сведены воедино в [35]. Все подобные модели, как правило, основаны на балансовом допущении, т.е. предполагается, что морфология склона изменяется при сохранении в пределах расчетных границ начального объема грунта.

В некоторых работах [36] указывается на чрезвычайную сложность создания физически адекватной модели, учитывающей различия в характере процессов денудации в разные сезоны года в горах умеренного климата с относительной промерзанием снежной зимой с промерзанием грунтов и жарким летом. Периодическая смена спектра и режимов экзогенных процессов позволяет адекватно численными методами воспроизводить темпы денудации и аккумуляции лишь в однородных внешних условиях. При использовании численного моделирования крайне важна калибровка создаваемых моделей на одном или нескольких ключевых участках. Причем данные для калибровки следует собирать в течение нескольких сезонов, чтобы минимизировать влияние межгодовой изменчивости в интенсивности экзогенных процессов и их предикторов. Кроме того, полезным представляется использование стохастического подхода, особенно это касается путей доставки рыхлого обвального-осыпного субстрата в более низкие части водосбора, что позволяет учесть возможные погрешности в используемых цифровых моделях рельефа (например, случайное блуждание с последующей оценкой весов вероятных траекторий доставки применялось в [37]).

Особую группу работ в области численного динамического моделирования рельефа составляют расчеты связности (“connectivity”) литодинамических потоков – параметра, отражающего не интенсивность подготовки материала на водосборе, не темпы денудации как таковые, а вероятность того, что объем рыхлого материала, попавший на единичную площадку (например, пиксел ЦМР), будет вынесен с нее далее вниз эрозионными или склоновыми процессами. Наиболее известная модель, применяемая в крупном масштабе для высокогорных прогляциальных водосборов, описана в [38].

Картографирование рельефа. Для оценки трансформации рельефа, выявления путей доставки наносов со склонов водосбора в днище речных долин и оценки баланса наносов на водосборах перигляциальной зоны ключевое значение имеет картографический подход. Значимость картографического подхода многократно возрастает в настоящее время, когда происходит активное таяние горных ледников, что способствует постоянному расширению перигляциальной зо-

ны за счет освобождения ото льда участков склонов и днищ долин и одновременно ускоренными темпами идет активное закрепление поверхности почвы травянистой растительностью в пределах территорий, освободившихся ото льда несколько десятилетий назад. Фактически, перигляциальная зона малых речных водосборов высокогорий непрерывно видоизменяет как свои границы, так и собственно рельеф внутри самой зоны [39]. Основой для геоморфологического картографирования приледниковых речных бассейнов служат аэрофотоснимки [39, 40], космоснимки высокого разрешения [40] и, в последние годы, БПЛА, которые чаще используются для картографирования отдельных склоновых водосборов, днищ и других элементов речных долин [41]. Наиболее продуктивный подход для оценки распространения по площади различных экзогенных процессов и их вклада в суммарную денудацию заключается в составлении серии специализированных геоморфологических карт: (1) современных экзогенных процессов с выделением участков сноса и переотложения материала [42, 40]; (2) морфодинамической, на которой показаны области денудации, транзита и аккумуляции материала, которые при наличии сведений о темпах процессов могут отражать и долевым вкладом различных склоновых водосборов в суммарный вынос материала со склонов в днище речной долины и собственно постоянный водоток [43]; (3) источников наносов, которые отражены в пределах выделенных элементов рельефа междуречий (склоновых водосборов и собственно склонов, опирающихся на днище долины [44]). Использование данных карт в сочетании с проведением полевых наблюдений на исследуемых водосборах позволяет: оценить долю материала, переотложившегося внутри водосбора и вынесенного за его пределы [45]; определить временной тренд соотношения эрозии и аккумуляции на водосборе за длительные интервалы времени [39, 46]; оценить распределение по площади и объем материала, накопившегося в пределах аккумулятивных форм рельефа различного происхождения [47]. Таким образом, геоморфологическое картографирование в настоящее время является необходимым и, по сути, важнейшим элементом исследования денудационных процессов в пределах водосборных бассейнов перигляциальной зоны.

ТЕМПЫ ДЕНУДАЦИИ В ПЕРИГЛЯЦИАЛЬНЫХ ОБЛАСТЯХ ВЫСОКОГОРНОГО ПОЯСА

Набор основных экзогенных процессов, в совокупности определяющих темпы денудации в перигляциальных областях высокогорного пояса умеренных широт, достаточно стандартен и включает себя группы: гравитационных процес-

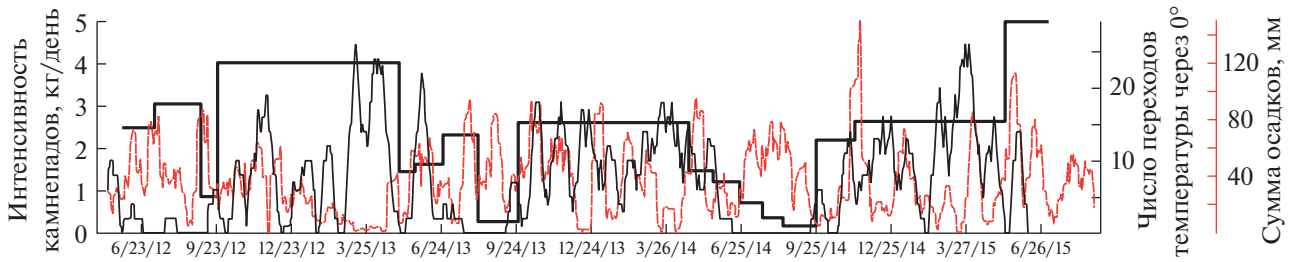


Рис. 2. Средние темпы обвальных процессов (кг/день) (по данным [48]) в связи с суммарным числом переходов температуры через 0° и суммарным количеством осадков за предшествующий двухнедельный период.

сов, способствующих, преимущественно, локальному перемещению материала; эрозионно-аккумулятивных процессов, включая процессы плоскостного смыва и линейного размыва и преотложения материала в делювиальных конусах выноса и шлейфах; криогенных процессов, охватывающих практически полностью перигляциальную зону высокогорий, и дефляционных процессов, самостоятельный вклад которых в суммарное перемещение материала достаточно трудно оценить в связи с высокой вариабельностью ветрового режима. Помимо механической денудации, также определенную роль играет и химическая денудация, вклад которой существенно варьирует для разных территорий в зависимости от литологического состава пород, слагающих конкретную территорию, и интенсивности экзогенных процессов.

К числу наиболее динамичных и одновременно хорошо изученных с точки зрения количественных оценок относятся обвально-осыпные процессы. Они в основном приурочены к выходам скальных пород, а интенсивность их проявления контролируется внутригодовыми изменениями физического выветривания и сейсмической активностью. Наибольшие темпы обвальных процессов в течение года отмечаются, как правило, в период снеготаяния (рис. 2). Это объясняется наиболее частыми переходами среднесуточной температуры через ноль градусов, что в условиях высокой увлажненности трещин в коренных породах ввиду таяния снега в дневное время суток способствует их активному росту. Ранее сходная зависимость темпов осыпания лёссов от внутрисуточного хода температуры и влажности была выявлена для низкогорной части Тянь-Шаня [49].

Повторяемость внутрисуточных переходов через ноль градусов растет с высотой. В пределах участков, расположенных на абсолютных высотах свыше 2500 м, уменьшается облачность, что увеличивает контрастность суточного хода температуры воздуха. Поэтому при прочих равных условиях повторяемость камнепадов также растет с высотой (рис. 3).

Тем не менее отчетливой корреляции темпов обвально-осыпных процессов с высотой над уровнем моря, а также другими топографическими параметрами (экспозиция склонов, длина и угол наклона обвально-осыпной стенки) не обнаруживается [50]. Другим важнейшим фактором, определяющим темпы обвально-осыпных процессов, является литология пород, включая степень их деформации при горообразовании и степень выветрелости, т.е., по сути, прочность породы. Литологический состав и происхождение пород влияют не только на темпы выветривания, но и на морфологию склонов перигляциальной зоны [2]. Именно поэтому темпы обвально-осыпных процессов могут на один-два порядка отличаться в пределах одной территории, изменяясь в интервале 0.02–1.6 мм/год [50–52].

Согласно имеющимся оценкам, вклад снежных лавин в перераспределение материала в пределах водосборов перигляциального пояса может быть сопоставим с вкладом обвально-осыпных процессов. Так, по результатам 4-летних наблюдений в Альпах выявлено, что темпы денудации коренных пород в лавинных лотках достигали 48 мм/год и 70 мм/год на участках склонов, покрытых рыхлообломочным материалом [53]. В пересчете на площадь склонового водосбора, в пределах которого сходят лавины, ежегодные темпы денудации варьируют в зависимости от снежности года в интервале 0.01–0.05 мм/год [54]. Следует отметить, что материал, транспор-

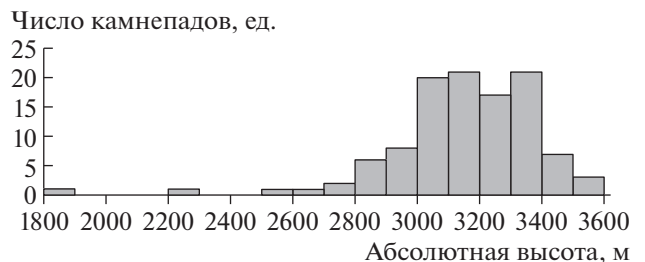


Рис. 3. Частота камнепадов (всего — 110 явлений) на разных высотных уровнях в краевой зоне ледника Kaunertal, Австрия (по [48]).



Рис. 4. Правая боковая морена ледника Джанкуат, изрезанная сетью эрозионных врезов (фото С.В. Харченко, 2019 г.).

тируемый лавинами, преимущественно доставляется в днище речной долины, а иногда и на основание противоположного склона, тогда как подавляющая часть обвального-осыпного материала аккумулируется в основании данного участка склона. Для перигляциальных зон в горах только в узких долинах (площадь их днищ, например, в Центральных Альпах составляет примерно половину от общей площади всех днищ долин, а длина — существенно больше половины от суммарной), поступление наносов со склонов водосборов является доминирующим источником питания рек наносами [2].

В отличие от обвального-осыпных процессов, внутригодовая динамика которых в перигляциальном поясе во многом контролируется сезонными изменениями влажности почвы и суточного хода температуры воздуха, денудационный эффект водно-эрозионных процессов определяется сочетанием нескольких независимых факторов. К ним относятся: противозерозионная устойчивость слагающего конкретный участок склона материала; время, прошедшее с момента предыдущего формирования поверхностного стока; интенсивность снеготаяния; влажность рыхлообломочной толщи в момент выпадения стокоформирующих дождей; слой и интенсивность жидких осадков. Наконец, для промоинной и овражной эрозии важную роль играет площадь водосбора. Разнообразие факторов, определяющих темпы эрозионных процессов, предопределяет их высокую пространственно-временную неравномерность в пределах водосборов малых рек перигляциальной зоны. Сезонные оценки соотношения эрозии и аккумуляции, выполненные для эродируемого склона краевой морены на водосборе в Альпах, позволили количественно установить, что основной вынос материала происходит в лет-

нее время и связан с выпадением дождей со слоем более 20 мм. В зимне-весеннее время в основном происходит локальное перераспределение материала за счет процессов выветривания и осыпания [55]. Линейная эрозия в перигляциальном поясе гор наиболее интенсивно протекает на склонах, сложенных моренными отложениями, что обусловлено сочетанием больших уклонов и низкой (по сравнению с выходами коренных пород и часто маломощным их элювием) противозерозионной устойчивостью морены. На склонах краевых морен возникает густая сеть линейных врезов, которые, по сути, трансформируют склон в бедленд (рис. 4).

Темпы врезания оврагов перигляциальной зоны, как и оврагов, развивающихся на равнинах, изменяются во времени. Но при этом основной рост объема идет за счет углубления овражного вреза, так как длина оврага ограничивается длиной склона, сложенного краевой мореной. На этапе активного роста врезание может достигать в среднем 100–110 мм/год [56], а затем по истечении примерно 50 лет начинается процесс его замедления до 7–10 мм/год с последующей стабилизацией оврагов примерно через 80–140 лет после начала роста, как правило, совпадающего со временем таяния ледника на данном участке долины [57].

Тем не менее наибольший вынос материала происходит при формировании на склонах водосборов селевых потоков, обусловленных выпадением экстремальных ливневой низкой повторяемости. Так, порядка 20% от суммарной денудации приледникового бассейна р. Джанкуат (Кавказ) в 2017 г. (суммарная измеренная денудация составила 1094 т/км² в год) было обусловлено формированием склонового селя при выпадении дождя интенсивностью 87 мм в сутки [58]. Следует отметить, что подобно другим экзогенным процессам, значительная часть эродируемого материала преотлагается в пределах водосбора по пути транспортировки — в конусах выноса, шлейфах, а также локальных понижениях рельефа. Несомненно, именно процессы водной эрозии вносят основной вклад в перемещение материала различного генезиса со склонов водосборов в русла рек перигляциальной зоны. Тем не менее во многих случаях даже при использовании современных методов оценки темпов денудации весьма сложно выделить их самостоятельный вклад в суммарную денудацию водосбора.

Крип и солифлюкция распространены, по сути, по всей площади водосборов перигляциальной зоны за исключением выходов скальных пород и русел рек, а также поверхностей водоемов. Скорости смещения материала при крипе неравномерны по глубине рыхлообломочной толщи и максимальны в приповерхностном слое. Много-

летние результаты мониторинга крипа с использованием метода Янга на плато Бичесын (Северо-Западный Кавказ) показывают, что максимальные скорости смещения материала (2.6–4.2 мм/год в зависимости от крутизны склона) приурочены к верхним 30 см, существенно затухая по глубине. Средние скорости смещения материала по склону всей рыхлообломочной толщи (мощность около 60–90 см) составляют 0.6–2.4 мм/год [59]. Скорости солифлюкции в среднем на порядок выше: они колеблются в интервале 2–6 см/год [60, 61]. При этом при солифлюкции смещается только верхний – 30–40 см – слой. Процессы крипа и солифлюкции стимулируют формирование оползней и сплывов, когда толща мощностью до 0.5 м смещается на 0.5–1.5 м и более за одно событие [59, 61].

На основе оценки стока наносов по существу невозможно определить темпы денудации перигляциального пояса, так как сток наносов рек высокогорной зоны включает и вынос материала с части речного водосбора, занятого ледником. Пропорциональный вклад стока наносов, формирующегося за счет подледникового стока, стока с поверхности ледника и бассейновой составляющей, образующейся в результате развития различных экзогенных процессов на склонах перигляциальной части речного водосбора, может быть определен при наличии двух измерительных створов: на выходе стока из-под ледника и ниже по течению. Кроме того, понятно, что долевого вклада различных источников в сток наносов реки зависит от соотношения площади водосбора, занятого ледником, и внеледниковой части выше измерительного створа, а также долей перемещенного в пределах склонов перигляциальной зоны экзогенными процессами материала, которая была доставлена непосредственно в русло водотока. Последнее зависит от ширины днища речной долины на участке пересечения рекой перигляциальной зоны. Разумеется, для узких речных долин характерен высокий коэффициент доставки наносов со склонов в русла рек, тогда как для широких долин, напротив, более типично переотложение значительных объемов материала в шлейфах и конусах выноса. Интересно, что для перигляциальной зоны Центральных Альп в целом площади склонов, примыкающих к узким и широким участкам речных долин, достаточно близки и составляют 453 и 472 км² соответственно [2].

ОЦЕНКА ПЕРЕРАСПРЕДЕЛЕНИЯ НАНОСОВ НА СКЛОНАХ И ИХ ПОСТУПЛЕНИЯ В ПОСТОЯННЫЕ ВОДОТОКИ НА ВОДОСБОРАХ ПЕРИГЛЯЦИАЛЬНОЙ ЗОНЫ

В горах, в отличие от равнинных территорий, отнюдь не только водная эрозия отвечает за до-

ставку материала со склонов в постоянный водоток. Это существенно затрудняет оценку баланса наносов, рассчитанного с учетом перераспределения материала различными процессами денудации [62, 63]. Необходимо учитывать высокую динамичность процессов сноса и аккумуляции материала в перигляциальной зоне. В этой связи очень важную роль играет масштаб времени, для которого проводится оценка баланса наносов. Это предполагает подразделение участков переотложения материала на две группы: участки временной аккумуляции, где в ближайшие годы есть возможность вовлечения переотложившегося материала в дальнейший перенос, и участки длительной аккумуляции, где перемещение материала при данных ландшафтно-климатических и геолого-геоморфологических условиях считается невозможным [64]. Тем не менее следует учитывать определенную условность подобного разделения, так как для гор альпийской складчатости характерны активные сейсмические движения, способные существенно трансформировать рельеф и пробудить процессы на, казалось бы, стабильных склонах.

Возможны два основных подхода к оценке перераспределения наносов на высокогорных водосборах. Один из них базируется на результатах повторных съемок рельефа водосбора с высоким разрешением, что позволяет оценить зоны сноса и аккумуляции за сравнимый временной интервал [65]. Другой предполагает проведение крупномасштабного геоморфологического картографирования водосбора с построением путей доставки наносов со склонов в постоянный водоток и вычислением коэффициентов доставки наносов [66, 67] или коэффициентов связности [68] между различными элементами рельефа с учетом доминирующего в пределах данного элемента рельефа экзогенного процесса. Каждый из данных подходов имеет свои достоинства и недостатки и может быть верифицирован только на основе инструментальных оценок интенсивности каждого из процессов денудации/аккумуляции [42]. Ряд исследователей выделяют обвальными-осыпными, водно-эрозионными и селевыми процессами и их сочетаниями в качестве основных механизмов доставки наносов в постоянные водотоки [69]. Мы полагаем, что подобное разделение во многом условно, с одной стороны, и не включает вклад ряда других механизмов доставки, с другой. Селевые потоки – это один из важнейших механизмов доставки подготовленного другими процессами материала в постоянный водоток. Однако по своей сути они представляют собой частный случай водно-эрозионного потока, перенасыщенного рыхлообломочным материалом. Формирование селей возможно при соблюдении двух условий: наличия поверхностного стока воды при выпадении значительного объема осадков и подготовленно-

го к перемещению материала, переотложившегося в понижения рельефа на пути движения концентрированного поверхностного стока. В тех случаях, когда подготовленного к перемещению рыхлообломочного материала недостаточно для насыщения потока до селевого при таком же объеме стока воды, доставка наносов идет по тем же каналам, что и при водной эрозии. Такие процессы, как солифлюкция и крип, охватывают весь рыхлый чехол, и именно они доставляют материал в области линейной эрозии. Считаем, что при оценках перераспределения материала в пределах водосборов перигляциальной зоны следует учитывать перемещение неконсолидированного чехла приповерхностных отложений процессами солифлюкции, крипа, а также каменными реками (курумами) и лавинами.

В настоящее время количественные оценки баланса наносов для водосборов малых рек высокогорной зоны достаточно редки. В первом приближении они дают представление о соотношении вклада различных источников в формирование стока наносов реки. Темпы экзогенных процессов различны. Для получения достоверных оценок медленных процессов (крип, солифлюкция) требуются десятилетия, в то время как для других достаточно нескольких лет. Используемое разными авторами осреднение на коротком интервале времени для длительных процессов содержит большие допущения, и только наличие долговременных исследований может дать приемлемую точность оценки скоростей [42, 62, 63, 70].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Перигляциальная зона высокогорного пояса Земли характеризуется высокой динамикой геоморфологических процессов, обусловленной контрастным рельефом, низким проективным покрытием растительности на склонах, благоприятными условиями для физического выветривания и формирования поверхностного стока. В связи с климатическими изменениями, способствующими ускорению таяния ледников, происходит увеличение площади данной зоны на водосборах малых рек с водно-ледниковым питанием, что ведет к росту стока наносов.

В последние десятилетия достигнут значительный прогресс в методах и технологиях количественной оценки изменений рельефа, темпов экзогенных процессов. Это выводит нас на новый уровень в понимании механизмов движения наносов на склонах бассейнов перигляциальной зоны, моделирования движения материала в системе склон — днище долины — русло реки (водоём). Наиболее значимый вклад в формирование стока наносов рек перигляциальной зоны оказывают экстремальные события, связанные со сходом се-

левых потоков, обусловленных выпадением дождей слоем свыше 20–30 мм на предварительно увлажненную почву. Формирование подобных селей ведет к значительным трансформациям рельефа, легко идентифицируемым по космическим снимкам. Их вклад в годовой сток наносов рек высокогорной зоны в отдельных случаях составляет более 50% годового стока. Однако пока накоплено недостаточно информации о повторяемости подобных событий.

Интенсивность водно-эрозионных процессов характеризуется высокой пространственно-временной неравномерностью, варьируя от 0.1 до 100 мм/год. Но именно склоновый сток воды наряду с морфологией днища речной долины определяет долю материала, доставляемого с площади водосбора в водотоки или водоём.

Вклад других экзогенных процессов в суммарную денудацию высокогорных водосборов определяется сочетанием нескольких факторов: интенсивностью процесса, площадью распространения и положением области его проявления относительно основных путей доставки наносов со склонов в водотоки временным поверхностным стоком. Исключением являются обвальнo-осыпные процессы, развивающиеся на подмываемых постоянными водотоками бортах долин и снежно-грязевые лавины, которые достаточно часто транспортируют рыхлообломочный материал непосредственно в днища долин.

Ранее считалось, что для перигляциальной зоны высокогорий характерны стабильно высокие коэффициенты доставки наносов со склонов в русла рек. Однако современные исследования на количественной основе, с использованием съемки с беспилотных летательных аппаратов, техник анализа трассеров в потоках наносов с разных частей водосбора (“фингерпринтинг”), полевой геоморфологической съемки с оконтуриванием областей денудации, транзита и аккумуляции, заставляют признать, что перемещение наносов в высокогорной зоне очень неоднородно и зависит от множества факторов. Морфология рельефа, климат и его изменения (в том числе наличие трендов в частоте экстремальных метеорологических событий), возможная антропогенная нагрузка и, что важно, фактор “времени” с момента дегляциации — на разных этапах развития прогляциального водосбора определяют как многолетнюю консервацию рыхлого субстрата, так и иногда быструю его доставку в речную систему.

БЛАГОДАРНОСТИ

Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда (проект № 19-17-00181). Обзор методов стационарных и полустационарных геоморфологических исследований в горах выполнен по теме ГЗ № 0148-2019-0005 (AAAA-A19-119021990091-4).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Тимофеев Д.А., Втюрина Е.А. Терминология перигляциальной геоморфологии. М.: Наука, 1983. 232 с.
2. Carrivick J.L., Heckmann T., Fischer M., and Davies B. An inventory of proglacial systems in Austria, Switzerland and across Patagonia. T. Heckmann and D. Morche (Eds.). *Geomorphology of proglacial systems. Landform and sediment dynamics in recently deglaciated alpine landscapes*. Springer, 2018. P. 43–57.
3. Porter P.R., Smart M.J., and Irvine-Fynn T.D.L. Glacial sediment stores and their reworking. T. Heckmann and D. Morche (Eds.). *Geomorphology of proglacial systems. Landform and sediment dynamics in recently deglaciated alpine landscapes*. Springer, 2018. P. 157–176.
4. Church M. and Ryder J. Paraglacial sedimentation: a consideration of fluvial processes conditioned by glaciation. *GSA Bulletin*. 1972. Vol. 83. No. 10. P. 3059–3072.
5. Ballantyne C.K. A general model of paraglacial landscape response. *Holocene*. 2002. No. 12. P. 371–376.
6. Ballantyne C.K. Paraglacial geomorphology. *Quaternary Science Reviews*. 2002. No. 21. P. 1935–2017.
7. Ананьев Г.С. Стационарные исследования геоморфологических процессов на территории бывшего СССР // *Геоморфология*. 1992. № 4. С. 33–41.
8. Никулин Ф.В., Хмелева Н.В., Шевченко Б.Ф. Об изучении движения осыпи фотограмметрическим методом // *Геоморфология*. 1971. № 1. С. 103–110.
9. Хмелева Н.В., Шевченко Б.Ф. Результаты 25-летних наблюдений осыпи в долине р. Жокваара (Абхазия) // *Геоморфология*. 1992. № 1. С. 96–102.
10. Cameron N. *Arduino Applied*. Apress. 2019. 552 p. <https://www.apress.com/gp/book/9781484239599>
11. Титова З.А. Роль плоскостного смыва и регрессивной эрозии в рельефообразовании степного Забайкалья // *Региональная геоморфология Сибири*. Иркутск: Ин-т географии Сибири и Дальнего Востока СО АН СССР, 1973. С. 3–19.
12. Клюкин А.А., Толстых Е.А. Методика и первые результаты стационарных наблюдений за скоростью денудации известняковых обрывов в Горном Крыму // *Геоморфология*. 1973. № 4. С. 43–50.
13. Goudie A. *Geomorphological techniques*. 2nd edition. Routledge, 1990. 709 p.
14. Антонов С.И., Голосов В.Н. Особенности использования балансового подхода при стационарных исследованиях современных геоморфологических процессов в речном бассейне // *Геоморфология*. 1994. № 2. С. 63–71.
15. Smith H.T.U. *Aerial photographs in geomorphic studies*. *Photogrammetric Engineering & Remote Sensing*. 1942. Vol. 8. No. 2. P. 129–155.
16. Азбукина Е.Н. Дешифрирование аэрофотоснимков для геоморфологических исследований. Л.: ЛГУ, 1969. 64 с.
17. McDowell P.F. *Geomorphology in the late twentieth century*. Shroder J., Orme A.R., Sack D. (Eds.). *Treatise on geomorphology*. San Diego, CA: Academic Press, 2013. Vol. 1. The foundations of geomorphology. P. 108–123.
18. Hughes M., McDowell P.F., and Marcus W. Accuracy assessment of georectified aerial photographs: Implications for measuring lateral channel movement in a GIS. *Geomorphology*. 2006. Vol. 74. No. 1. P. 1–16.
19. Kääh A. Monitoring high-mountain terrain deformation from repeated air- and spaceborne optical data: examples using digital aerial imagery and ASTER data // *ISPRS Journal of Photogrammetry and remote sensing*. 2002. Vol. 57. No. 1–2. P. 39–52.
20. Paine D.P. and Kiser J.D. *Aerial photography and image interpretation*. 3rd edition. Hoboken: John Wiley & Sons, 2012. P. 656.
21. Kääh A., Haeberli W., and Gudmundsson G.H. Analyzing the creep of mountain permafrost using high precision aerial photogrammetry: 25 years of monitoring Gruben roch glacier, Swiss Alps. *Permafrost and Periglacial Processes*. 1997. Vol. 8. No. 4. P. 409–426.
22. Delaloye R., Lambiel C., Lugon R., Raetzo H., and Strozzi T. ERS InSAR for detecting slope movement in a periglacial mountain environment (western Valais Alps, Switzerland). *Proceedings HMRSC-IX, Grazer Schriften der Geographie und Raumforschung*. 2007. Vol. 43. P. 113–120.
23. Teshebaeva K., Ehtler H., Bookhagen B., and Strecker M. Deep-seated gravitational slope deformation (DSGSD) and slow-moving landslides in the southern Tien Shan Mountains: new insights from InSAR, tectonic and geomorphic analysis. *Earth surface processes and landforms*. 2019. Vol. 44. No. 12. P. 2333–2348.
24. Barboux C., Delaloye R., and Lambiel C. Inventorying slope movements in an Alpine environment using DInSAR. *Earth surface processes and landforms*. 2014. Vol. 39. No. 15. P. 2087–2099.
25. Barboux C., Delaloye R., Lambiel C., Strozzi T., Collet C., and Raetzo H. Surveying the activity of permafrost landforms in the Valais Alps with InSAR. *Jahrestagung der Schweizerischen Geomorphologischen Gesellschaft*. 2013. P. 7–19.
26. Smith L.C., Alsdorf D.E., Magilligan F.J., Gomez B., Mertes L.A., Smith N.D., and Garvin J.B. Estimation of erosion, deposition, and net volumetric change caused by the 1996 Skeiðarársandur jökulhlaup, Iceland, from synthetic aperture radar interferometry. *Water Resour. Res.* 2000. No. 36. P. 1583–1594.
27. Gomez B., Russell A.J., Smith L.C., and Knudsen O. Erosion and deposition in the proglacial zone: the 1996 jökulhlaup on Skeiðarársandur, southeast Iceland. *The Extremes of the Extremes: Extraordinary Floods*. IAHS Publication. 2002. Vol. 271. P. 217–221.
28. Strozzi T., Kääh A., and Frauenfelder R. Detecting and quantifying mountain permafrost creep from in situ inventory, space-borne radar interferometry and airborne digital photogrammetry. *International Journal of Remote Sensing*. 2004. No. 25. P. 2919–2931.
29. Eriksen H.Ø., Lauknes T.R., Larsen Y., Dehls J.F., Grydeland T., and Bunkholt H. Satellite and Ground-Based Interferometric Radar Observations of an active rockslide in Northern Norway. *Engineering geology for society and territory*. 2015. Vol. 5. P. 167–170.
30. Baewert H., Rascher E., and Morche D. Detecting surface changes of glaciofluvial deposits in an alpine proglacial area using terrestrial laser scanning. *EGU*

- General Assembly Conference Abstracts. 2013. Vol. 15. P. 9925.
31. Heckmann T., Haas F., Morche D., Schmidt K., Rohn J., Moser M., Leopold M., Kuhn M., Briese C., Pfeifer N., and Becht M. Investigating an Alpine proglacial sediment budget using field measurements, airborne and terrestrial LiDAR data. IAHS Publication. 2012. Vol. 356. P. 438–447.
 32. Fonstad M.A., Dietrich J.T., Courville B.C., Jensen J.L., and Carbonneau P.E. Topographic structure from motion: a new development in photogrammetric measurement. Earth surface processes and landforms. 2013. Vol. 38. No. 4. P. 421–430.
 33. Wang D. and Käüb A. Modeling glacier elevation change from DEM time series. Remote Sensing. 2015. Vol. 7. No. 8. P. 10117–10142.
 34. Schiefer E. and Gilbert R. Reconstructing morphometric change in a proglacial landscape using historical aerial photography and automated DEM generation. Geomorphology. 2007. Vol. 88. No. 1–2. P. 167–178.
 35. Трофимов А.М. Математическое моделирование в геоморфологии склонов. Казань: Изд-во Казан. ун-та, 1983. 218 с.
 36. Schindewolf M., Kaiser A., Neugirg F., Richter C., Haas F., and Schmidt J. Seasonal erosion patterns under alpine conditions: benefits and challenges of a novel approach in physically based soil erosion modeling // Zeitschrift für Geomorphologie, Supplementary Issues. 2016. Vol. 60. No. 1. P. 109–123.
 37. Heckmann T., Hilger L., Vehling L., and Becht M. Integrating field measurements, a geomorphological map and stochastic modelling to estimate the spatially distributed rockfall sediment budget of the Upper Kaunertal, Austrian Central Alps. Geomorphology. 2016. Vol. 260. P. 16–31.
 38. Cavalli M., Trevisani S., Comiti F., and Marchi L. Geomorphometric assessment of spatial sediment connectivity in small Alpine catchments. Geomorphology. 2013. Vol. 188. P. 31–41.
 39. Micheletti N., Lambiel C., and Lane S.N. Investigating decadal-scale geomorphic dynamics in an alpine mountain setting. Geophysical Research: Earth Surface. 2015. Vol. 120. P. 2155–2175.
 40. Rainato R., Picco L., Cavalli M., Mao L., Neverman A., and Tarolli P. Coupling climate conditions, sediment sources and sediment transport in an alpine basin. Land degradation and development. 2018. Vol. 29. No. 4. P. 1154–1166.
 41. Ewertowski M.W., Tomczyk A.M., Evans D.J.A., Roberts D.H., and Ewertowski W. Operational framework for rapid, very-high resolution mapping of glacial geomorphology using low-cost unmanned aerial vehicles and structure-from-motion approach. Remote Sensing. Vol. 11. P. 65.
 42. Hilger L. Quantification and regionalization of geomorphic processes using spatial models and high-resolution topographic data: a sediment budget of the Upper Kauner Valley, Ötztal Alps. Doctoral Dissertation Cath. University of Eichstaett-Ingolstadt. 2017. P. 278. https://opus4.kobv.de/opus4-ku-eichstaett/files/381/fertig_pdf_a-1b.pdf
 43. Messenzehl K., Hoffmann T., and Dikau R. Sediment connectivity in the high-alpine valley of Val Muschans, Swiss National Park – linking geomorphic field mapping with geomorphometric modelling. Geomorphology. 2014. Vol. 221. P. 215–229.
 44. Theler D., Reynard E., Lambiel C., and Bardou E. The contribution of geomorphological mapping to sediment transfer evaluation in small alpine catchments. Geomorphology. 2010. Vol. 124. No. 3–4. P. 113–123.
 45. Laute K. and Beylich A.A. Environmental controls, rates and mass transfers of contemporary hillslope processes in the headwaters of two glacier-connected drainage basins in western Norway. Geomorphology. 2014. Vol. 216. P. 93–113.
 46. Ardelean A.C., Onaca A., Urdea P., and Sărășan A. Quantifying postglacial sediment storage and denudation rates in a small alpine catchment of the Făgăraș Mountains (Romania). Science of the Total Environment. 2017. Vol. 599. P. 1756–1767.
 47. Geilhausen M., Otto J.C., and Schrott L. Spatial distribution of sediment storage types in two glacier landsystems (Pasterze and Obersulzbachkees, Hohe Tauern, Austria). Journal of Maps. 2012. Vol. 8. No. 3. P. 242–259.
 48. Vehling L., Rohn J., and Moser M. Rockfall at Proglacial Rockwalls – A Case Study from the Kaunertal, Austria. Geomorphology of Proglacial Systems. Springer, 2019. P. 143–156.
 49. Голосов В.Н., Панин А.В. Осыпные процессы на склонах оврагов в низкогорной зоне Западного Тянь-Шаня // Геоморфология. 1988. № 3. С. 46–50.
 50. Moore J.R., Sanders J.W., Dietrich W.E., and Glaser S.D. Influence of rock mass strength on the erosion rate of alpine cliffs. Earth surface processes and landforms. 2009. Vol. 34. P. 1339–1352.
 51. Matsuoka N. and Sakai H. Rockfall activity from an alpine cliff during thawing periods. Geomorphology. 1999. Vol. 28. P. 309–328.
 52. Hales T.C. and Roering J.J. Climatic controls on frost cracking and implications for the evolution of bedrock landscapes. Geophysical Research. 2007. Vol. 112. <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/epdf/10.1029/2006JF000616>
 53. Sass O., Hoinkis R., and Wetzel K.F. A six-year record of debris transport by avalanches on a wildfire slope (Arnspitze, Tyrol). Geomorphology. 2010. Vol. 54. P. 181–193.
 54. Moore J.R., Egloff J., Nagelisen J., Hunziker M., Aerne U., and Christen M. Sediment transport and bedrock erosion by wet snow avalanches in the Guggigraben, Matter Valley, Switzerland. Arctic, Antarctic, and Alpine research. 2013. Vol. 45. P. 350–362.
 55. Dusik J., Neugirg F., and Haas F. Slope wash, gully erosion and debris flows on lateral moraines in the Upper Kaunertal, Austria. T. Heckmann and D. Morche (Eds.). Landform and sediment dynamics in recently deglaciated Alpine landscapes. Springer, 2018. P. 177–198.
 56. Curry A.M., Cleasby V., and Zukowskyj P. Paraglacial response of steep, sediment-mantled slopes to post-‘Little Ice Age’ glacier recession in the central Swiss Alps.

- Quaternary Science Reviews. 2006. Vol. 12. No. 3. P. 211–225.
57. *Curry A.M.* Paraglacial modification of slope form. Earth surface processes and landforms. 1999. Vol. 24. P. 1213–1228.
 58. *Tsyplenkov A., Vanmaercke M., Chalov S., and Golosov V.* Suspended sediment budget and intra-event sediment dynamics of a small glaciated mountainous catchment in the Northern Caucasus. Journal of Soils and Sediments. 2020. Vol. 20. P. 3266–3281. <https://doi.org/10.1007/s11368-020-02633-z>
 59. *Ажигиров А.А., Голосов В.Н.* Оценка медленного смещения почвенно-грунтовых масс при инженерно-географических исследованиях // Геоморфология. 1990. № 1. С. 33–40.
 60. *Gorbunov A.P. and Seversky E.V.* Solifluction in the mountains of Central Asia: distribution, morphology, processes. Permafrost and periglacial processes. 1999. Vol. 10. P. 81–89.
 61. *Matsuoka N.* Solifluction and mudflow on a limestone periglacial slope in the Swiss Alps: 14 years of monitoring // Permafrost and periglacial processes. 2010. Vol. 21. P. 219–240.
 62. *Beylich A.A.* Geomorphology, sediment budget, and relief development in Austdalur, Austfirðir, East Iceland. Arctic, Antarctic, and Alpine research. 2000. Vol. 32. No. 4. P. 466–477.
 63. *Beylich A.A. and Laute K.* Sediment sources, spatiotemporal variability and rates of fluvial bedload transport in glacier-connected steep mountain valleys in western Norway (Erdalen and Bødalen drainage basins). Geomorphology. 2015. Vol. 228. P. 552–567.
 64. *Fryirs K. and Brierley G.J.* Variability in sediment delivery and storage along river courses in Bega catchment, NSW, Australia: implications for geomorphic river recovery // Geomorphology. 2001. Vol. 38. P. 237–265.
 65. *Heckmann T. and Vericat D.* Computing spatially distributed sediment delivery ratios: inferring functional sediment connectivity from repeat high-resolution Digital Elevation. Earth surface processes and landforms. 2018. Vol. 43. P. 1547–1554.
 66. *Walling D.E.* The sediment delivery problem. Hydrobiologia. 1983. Vol. 65. P. 209–237.
 67. *Голосов В.Н.* Количественная оценка перераспределения наносов в верхних звеньях флювиальной сети: достижения и проблемы // Геоморфология. 2008. № 3. С. 29–37.
 68. *Borselli L., Cassi P., and Torri D.* Prolegomena to sediment and flow connectivity in the landscape: a GIS and field numerical assessment. Catena. 2008. Vol. 75. P. 268–277. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2008.07.006>
 69. *Heckmann T., Schwanghart W.* Geomorphic coupling and sediment connectivity in an alpine catchment – exploring sediment cascades using graph theory. Geomorphology. 2013. Vol. 182. P. 89–103.
 70. *Warburton J.* An alpine proglacial fluvial sediment budget. Geografiska Annaler. Series A. 1990. Vol. 72. No. 3–4. P. 261–272.

Denudation rates in the mountain periglacial regions: research methods and results

S. V. Kharchenko^{a, b, #}, A. V. Fedin^b, and V. N. Golosov^{a, b}

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

^b*Institute of Geography RAS, Moscow, Russia*

[#]*E-mail: xar4enkoff@yandex.ru*

Periglacial areas in the mountains are characterized by the highest denudation rates, which is due to active physical weathering, significant gradients and low projective vegetation coverage of the slopes of these areas. The accelerated expansion of periglacial areas that has taken place in recent decades is explained by climate changes that contribute to the melting of mountain glaciers. The improved methodology of studying the relief transformation processes, the rates of various exogenous processes, and the features of material redistribution along the pathways of sediment transportation from the slopes to the river valley bottoms contributed to a dramatic increase in quantitative assessment of spatio-temporal changes in the relief of the mountain periglacial zone. The article discusses various traditional and contemporary methods and approaches to studying the periglacial zone relief and its changes. They are divided into two groups: methods of stationary and semi-stationary observations of exogenous processes and methods for studying sediment redistribution in catchments. Various directions are highlighted within each group of methods, special attention is paid to the latest techniques. The results of observations of the rates of various exogenous processes occurring in the periglacial zone are generalized. It is shown that the intensity of rockfall-talus processes depends on lithology and frequency of daily air temperature fluctuation through zero °C and varies from 0.02 to 1.6 mm/year. Avalanche abrasion in avalanche trays reaches 40–70 mm/year. The rate depends on the area of the slope catchment, within which avalanches descend, and corresponds to the rate of denudation for the slope catchment equal to 0.01–0.05 mm/year. Maximum soil erosion rates are typical for young moraine slopes, where it reaches 100 mm/year in the first years after the glacier melts, and after 50 years slows down to 7–10 mm/year. The main flux of sediments is delivered from the slopes to the river bottoms by occasionally formed mudflows.

Keywords: periglacial zone, high mountains, erosion rate

ACKNOWLEDGMENTS

The study was funded by the Russian Science Foundation (No. 19-17-00181). The review of stationary and semi-stationary research techniques for geomorphological investigation of mountains was supported by the State Research Task No. 0148-2019-0005 (AAAA-A19-119021990091-4).

REFERENCES

- Timofeev D.A. and Vtiurina E.A. *Terminologiya periglacial'noi geomorfologii*. (Terminology of the periglacial geomorphology.). M.: Nauka (Publ.), 1983. 232 p. (in Russ.)
- Carrivick J.L., Heckmann T., Fischer M., and Davies B. An inventory of proglacial systems in Austria, Switzerland and across Patagonia. T. Heckmann and D. Morche (Eds.). *Geomorphology of proglacial systems. Landform and sediment dynamics in recently deglaciated alpine landscapes*. Springer, 2018. P. 43–57.
- Porter P.R., Smart M.J., and Irvine-Fynn T.D.L. Glacial sediment stores and their reworking. T. Heckmann and D. Morche (Eds.). *Geomorphology of proglacial systems. Landform and sediment dynamics in recently deglaciated alpine landscapes*. Springer, 2018. P. 157–176.
- Church M. and Ryder J. Paraglacial sedimentation: a consideration of fluvial processes conditioned by glaciation. *GSA Bulletin*. 1972. Vol. 83. No. 10. P. 3059–3072.
- Ballantyne C.K. A general model of paraglacial landscape response. *Holocene*. 2002. Vol. 12. P. 371–376.
- Ballantyne C.K. Paraglacial geomorphology. *Quaternary Science Reviews*. 2002. Vol. 21. P. 1935–2017.
- Ananev G.S. *Stacionarnye issledovaniya geomorfologicheskikh processov na territorii byvshego SSSR*. (Stationary studies of geomorphologic processes in the former USSR territory). *Geomorfologiya (Geomorphology RAS)*. 1992. No. 4. P. 33–41. (in Russ.)
- Nikulin F.V., Khmeleva N.V., and Shevchenko B.F. *Ob izuchenii dvizheniya osypi fotogrammetricheskim metodom* (On the study of the movement of rock waste by a photogrammetric method. *Geomorfologiya (Geomorphology RAS)*. 1971. No. 1. P. 103–110. (in Russ.)
- Khmeleva N.V. and Shevchenko B.F. *Rezul'taty 25-letnih nablyudenij osypi v doline r. Zhoekvara (Abkhazia)*. (25-year observations data of a scree slope in the Joekvara valley (Abkhazia)). *Geomorfologiya (Geomorphology RAS)*. 1992. No. 1. P. 96–102. (in Russ.)
- Cameron N. *Arduino Applied*. Apress. 2019. 552 p. <https://www.apress.com/gp/book/9781484239599>
- Titova Z.A. *Rol' ploskostnogo smyva i regressivnoi erozii v rel'efoobrazovanii stepnogo Zabaikal'ya*. (The role of sheet and regressive erosion in relief formation of Transbaikalia steppe). *Regional'naya geomorfologiya Sibiri*. Irkutsk: In-t geografii Sibiri i Dal'nego Vostoka SO AN SSSR (Publ.), 1973. P. 3–19. (in Russ.)
- Klyukin A.A. and Tolstyh E.A. *Metodika i pervye rezul'taty stacionarnyh nablyudenij za skorost'yu denudacii izvestnyakovyh obryvov v Gornom Krymu*. (Methods and first results of stationary observations over the rate of denudation of limestone precipices in the Mountain Crimea). *Geomorfologiya (Geomorphology RAS)*. 1973. No. 4. P. 43–50. (in Russ.)
- Goudie A. *Geomorphological Techniques*. 2nd edition. Routledge, 1990. 709 p.
- Antonov S.I. and Golosov V.N. *Osobennosti ispol'zovaniya balansovogo podhoda pri stacionarnyh issledovaniyah sovremennyh geomorfologicheskikh processov v rechnom basseine*. (Budget methods applied to stationary studies of present-day geomorphic processes in a drainage basin). *Geomorfologiya (Geomorphology RAS)*. 1994. No. 2. P. 63–71. (in Russ.)
- Smith H.T.U. Aerial photographs in geomorphic studies. *Photogrammetric Engineering & Remote Sensing*. 1942. Vol. 8. No. 2. P. 129–155.
- Azbukina E.N. *Deshifirovanie aerofotosnimkov dlya geomorfologicheskikh issledovaniy*. (Aerial image interpretations for geomorphological studies). L.: LGU (Publ.), 1969. 64 p. (in Russ.)
- McDowell P.F. *Geomorphology in the late twentieth century*. Shroder J., Orme A.R. and Sack D. (Eds.). *Treatise on Geomorphology*. San Diego, CA: Academic Press, 2013. Vol. 1. The Foundations of Geomorphology. P. 108–123.
- Hughes M., McDowell P.F., and Marcus W. Accuracy assessment of georectified aerial photographs: Implications for measuring lateral channel movement in a GIS. *Geomorphology*. 2006. Vol. 74. No. 1. P. 1–16.
- Kääb A. Monitoring high-mountain terrain deformation from repeated air- and spaceborne optical data: examples using digital aerial imagery and ASTER data. *ISPRS Journal of Photogrammetry and remote sensing*. 2002. Vol. 57. No. 1–2. P. 39–52.
- Paine D.P. and Kiser J.D. *Aerial Photography and Image Interpretation*. 3rd Edition. Hoboken: John Wiley & Sons, 2012. 656 p.
- Kääb A., Haeberli W., and Gudmundsson G.H. Analyzing the creep of mountain permafrost using high precision aerial photogrammetry: 25 years of monitoring Gruben roch glacier, Swiss Alps. *Permafrost and Periglacial Processes*. 1997. Vol. 8. No. 4. P. 409–426.
- Delaloye R., Lambiel C., Lugon R., Raetzo H., and Strozzi T. ERS InSAR for detecting slope movement in a periglacial mountain environment (western Valais Alps, Switzerland). *Proceedings HMRSC-IX, Grazer Schriften der Geographie und Raumforschung*. 2007. Vol. 43. P. 113–120.
- Teshebaeva K., Echtler H., Bookhagen B., and Strecker M. Deep-seated gravitational slope deformation (DSGSD) and slow-moving landslides in the southern Tien Shan Mountains: new insights from InSAR, tectonic and geomorphic analysis. *Earth surface processes and landforms*. 2019. Vol. 44. No. 12. P. 2333–2348.
- Barboux C., Delaloye R., and Lambiel C. Inventorying slope movements in an Alpine environment using DInSAR. *Earth surface processes and landforms*. 2014. Vol. 39. No. 15. P. 2087–2099.

25. Barboux C., Delaloye R., Lambiel C., Strozzi T., Collet C., and Raetz H. Surveying the activity of permafrost landforms in the Valais Alps with InSAR. *Jahrestagung der Schweizerischen Geomorphologischen Gesellschaft*. 2012. P. 7–19.
26. Smith L.C., Alsdorf D.E., Magilligan F.J., Gomez B., Mertes L.A., Smith N.D., and Garvin J.B. Estimation of erosion, deposition, and net volumetric change caused by the 1996 Skeiðarársandur jökulhlaup, Iceland, from synthetic aperture radar interferometry. *Water Resour. Res.* 2000. No. 36. P. 1583–1594.
27. Gomez B., Russell A.J., Smith L.C., and Knudsen O. Erosion and deposition in the proglacial zone: the 1996 jökulhlaup on Skeiðarársandur, southeast Iceland. *The Extremes of the Extremes: Extraordinary Floods*. IAHS Publication. 2002. Vol. 271. P. 217–221.
28. Strozzi T., Kääb A., and Frauenfelder R. Detecting and quantifying mountain permafrost creep from in situ inventory, space-borne radar interferometry and airborne digital photogrammetry. *International Journal of Remote Sensing*. 2004. No. 25. P. 2919–2931.
29. Eriksen H.Ø., Lauknes T.R., Larsen Y., Dehls J.F., Grydeland T., and Bunkholt H. Satellite and Ground-Based Interferometric Radar Observations of an active rockslide in Northern Norway. *Engineering Geology for Society and Territory*. Vol. 5. 2015. P. 167–170.
30. Baewert H., Rascher E., and Morche D. Detecting surface changes of glaciofluvial deposits in an alpine proglacial area using terrestrial laser scanning. *EGU General Assembly Conference Abstracts*. 2013. Vol. 15. P. 9925.
31. Heckmann T., Haas F., Morche D., Schmidt K., Rohn J., Moser M., Leopold M., Kuhn M., Briese C., Pfeifer N., and Becht M. Investigating an Alpine proglacial sediment budget using field measurements, airborne and terrestrial LiDAR data. *IAHS Publication*. 2012. Vol. 356. P. 438–447.
32. Fonstad M.A., Dietrich J.T., Courville B.C., Jensen J.L., and Carbonneau P.E. Topographic structure from motion: a new development in photogrammetric measurement. *Earth surface processes and landforms*. 2013. Vol. 38. No. 4. P. 421–430.
33. Wang D. and Kääb A. Modeling glacier elevation change from DEM time series. *Remote Sensing*. 2015. Vol. 7. No. 8. P. 10117–10142.
34. Schiefer E. and Gilbert R. Reconstructing morphometric change in a proglacial landscape using historical aerial photography and automated DEM generation. *Geomorphology*. 2007. Vol. 88. No. 1–2. P. 167–178.
35. Trofimov A.M. *Matematischeskoe modelirovanie v geomorfologii sklonov*. (Mathematical modeling in slope geomorphology). Kazan': Izd-vo Kazan. un-ta (Publ.), 1983. 218 p. (in Russ.)
36. Schindewolf M., Kaiser A., Neugirg F., Richter C., Haas F., and Schmidt J. Seasonal erosion patterns under alpine conditions: benefits and challenges of a novel approach in physically based soil erosion modeling. *Zeitschrift für Geomorphologie, Supplementary Issues*. 2016. Vol. 60. No. 1. P. 109–123.
37. Heckmann T., Hilger L., Vehling L., and Becht M. Integrating field measurements, a geomorphological map and stochastic modelling to estimate the spatially distributed rockfall sediment budget of the Upper Kaunertal, Austrian Central Alps. *Geomorphology*. 2016. Vol. 260. P. 16–31.
38. Cavalli M., Trevisani S., Comiti F., and Marchi L. Geomorphometric assessment of spatial sediment connectivity in small Alpine catchments. *Geomorphology*. 2013. Vol. 188. P. 31–41.
39. Micheletti N., Lambiel C., and Lane S.N. Investigating decadal-scale geomorphic dynamics in an alpine mountain setting. *Geophysical Research: Earth Surface*. 2015. Vol. 120. P. 2155–2175.
40. Rainato R., Picco L., Cavalli M., Mao L., Neverman A., and Tarolli P. Coupling climate conditions, sediment sources and sediment transport in an alpine basin. *Land Degradation and Development*. 2018. Vol. 29. No. 4. P. 1154–1166.
41. Ewertowski M.W., Tomczyk, A.M., Evans D.J.A., Roberts D.H., and Ewertowski W. Operational Framework for Rapid, Very-high Resolution Mapping of Glacial Geomorphology Using Low-cost Unmanned Aerial Vehicles and Structure-from-Motion Approach. *Remote Sensing*. 2019. Vol. 11. P. 65.
42. Hilger L. Quantification and regionalization of geomorphic processes using spatial models and high-resolution topographic data: a sediment budget of the Upper Kauner Valley, Ötztal Alps. Doctoral Dissertation Cath. University of Eichstaett-Ingolstadt. 2017. 278 p. https://opus4.kobv.de/opus4-ku-eichstaett/files/381/fertig_pdf_a-1b.pdf
43. Messenzehl K., Hoffmann T. and Dikau R. Sediment connectivity in the high-alpine valley of Val Muschans, Swiss National Park – linking geomorphic field mapping with geomorphometric modelling. *Geomorphology*. 2014. Vol. 221. P. 215–229.
44. Theler D., Reynard E., Lambiel C., and Bardou E. The contribution of geomorphological mapping to sediment transfer evaluation in small alpine catchments. *Geomorphology*. 2010. Vol. 124. No. 3–4. P. 113–123.
45. Laute K. and Beylich A.A. Environmental controls, rates and mass transfers of contemporary hillslope processes in the headwaters of two glacier-connected drainage basins in western Norway. *Geomorphology*. 2014. Vol. 216. P. 93–113.
46. Ardelean A.C., Onaca A., Urdea P. and Sărășan A. Quantifying postglacial sediment storage and denudation rates in a small alpine catchment of the Făgăraș Mountains (Romania). *Science of the Total Environment*. 2017. Vol. 599. P. 1756–1767.
47. Geilhausen M., Otto J.C., and Schrott L. Spatial distribution of sediment storage types in two glacier landscapes (Pasterze and Obersulzbachkees, Hohe Tauern, Austria). *Journal of Maps*. 2012. 8. P. 242–259.
48. Vehling L., Rohn J., and Moser M. Rockfall at Proglacial Rockwalls — A Case Study from the Kaunertal, Austria. *Geomorphology of Proglacial Systems*. Springer, 2019. P. 143–156.
49. Golosov V.N. and Panin A.V. *Osyypnye processy na sklonah ovragov v nizkogornoj zone Zapadnogo Tyan'-Shanya* (Scree processes at gullies' slopes in the Western Tien-Shan low mountain. *Geomorfologiya (Geomorphology RAS)*. 1988. No. 3. P. 46–50. (in Russ.) <https://istina.msu.ru/publications/article/1751737/>

50. Moore J.R., Sanders J.W., Dietrich W.E., and Glaser S.D. Influence of rock mass strength on the erosion rate of alpine cliffs. *Earth surface processes and landforms*. 2009. Vol. 34. P. 1339–1352.
51. Matsuoka N. and Sakai H. Rockfall activity from an alpine cliff during thawing periods. *Geomorphology*. 1999. Vol. 28. P. 309–328.
52. Hales T.C. and Roering J.J. Climatic controls on frost cracking and implications for the evolution of bedrock landscapes. *Geophysical Research*. 2007. Vol. 112. <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/epdf/10.1029/2006JF000616>
53. Sass O., Hoinkis R. and Wetzl K.F. A six-year record of debris transport by avalanches on a wildfire slope (Arns Spitze, Tyrol). *Geomorphology*. 2010. Vol. 54. P. 181–193.
54. Moore J.R., Egloff J., Nagelisen J., Hunziker M., Aerne U., and Christen M. Sediment transport and bedrock erosion by wet snow avalanches in the Guggigraben, Matter Valley, Switzerland. *Arctic, Antarctic, and Alpine research*. 2013. Vol. 45. P. 350–362.
55. Dusik J., Neugirg F., and Haas F. Slope wash, gully erosion and debris flows on lateral moraines in the Upper Kaunertal, Austria. T. Heckmann and D. Morche (Eds.). *Landform and sediment dynamics in recently deglaciated Alpine landscapes*. Springer, 2018. P. 177–198.
56. Curry A.M., Cleasby V., and Zukowskyj P. Paraglacial response of steep, sediment-mantled slopes to post-‘Little Ice Age’ glacier recession in the central Swiss Alps. *Quaternary Science Reviews*. 2006. Vol. 12. No. 3. P. 211–225.
57. Curry A.M. Paraglacial modification of slope form. *Earth surface processes and landforms*. 1999. Vol. 24. P. 1213–1228.
58. Tsyplenkov A., Vanmaercke M., Chalov S., and Golosov V. Suspended sediment budget and intra-event sediment dynamics of a small glaciated mountainous catchment in the Northern Caucasus. *Journal of Soils and Sediments*. 2020. Vol. 20. P. 3266–3281. <https://doi.org/10.1007/s11368-020-02633-z>
59. Azhigirov A.A. and Golosov V.N. *Ocenka medlennogo smeshcheniya pochvenno-gruntovykh mass pri inzhenerno-geograficheskikh issledovaniyakh* (Slow mass movement assessment in engineering-geographic studies). *Geomorfologiya (Geomorphology RAS)*. 1990. No. 1. P. 33–40. (in Russ.)
60. Gorbunov A.P. and Seversky E.V. Solifluction in the mountains of Central Asia: distribution, morphology, processes. *Permafrost and periglacial processes*. 1999. Vol. 10. P. 81–89.
61. Matsuoka N. Solifluction and mudflow on a limestone periglacial slope in the Swiss Alps: 14 years of monitoring. *Permafrost and periglacial processes*. 2010. Vol. 21. P. 219–240.
62. Beylich A.A. Geomorphology, sediment budget, and relief development in Austdalur, Austfirðir, East Iceland. *Arctic, Antarctic, and Alpine research*. 2000. Vol. 32. No. 4. P. 466–477.
63. Beylich A.A. and Laute K. Sediment sources, spatio-temporal variability and rates of fluvial bedload transport in glacier-connected steep mountain valleys in western Norway (Erdalen and Bødalen drainage basins). *Geomorphology*. 2015. Vol. 228. P. 552–567.
64. Fryirs K. and Brierley G.J. Variability in sediment delivery and storage along river courses in Bega catchment, NSW, Australia: implications for geomorphic river recovery. *Geomorphology*. 2001. Vol. 38. P. 237–265.
65. Heckmann T. and Vericat D. Computing spatially distributed sediment delivery ratios: inferring functional sediment connectivity from repeat high-resolution Digital Elevation Models. *Earth surface processes and landforms*. 2018. Vol. 43. P. 1547–1554.
66. Walling D.E. The sediment delivery problem. *Hydrobiological*. 1983. Vol. 65. P. 209–237.
67. Golosov V.N. *Kolichestvennaya ocenka pereraspredeleniya nanosov v verkhnykh zven'yakh flyuvial'noi seti: dostizheniya i problemy* (A quantitative assessment of deposits' redistribution in the upper links of fluvial network: achievements and problems). *Geomorfologiya (Geomorphology RAS)*. 2008. No. 3. P. 29–37. (in Russ.)
68. Borselli L., Cassi P., and Torri D. Prolegomena to sediment and flow connectivity in the landscape: a GIS and field numerical assessment. *Catena*. 2008. Vol. 75. P. 268–277. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2008.07.006>
69. Heckmann T. and Schwanghart W. Geomorphic coupling and sediment connectivity in an alpine catchment – exploring sediment cascades using graph theory. *Geomorphology*. 2013. Vol. 182. P. 89–103.
70. Warburton J. An alpine proglacial fluvial sediment budget. *Geografiska Annaler. Series A*. 1990. Vol. 72. No. 3–4. P. 261–272.

УДК 551.4.03:551.4.012

НОВЫЙ ПОДХОД К КОМПЛЕКСНОЙ ОЦЕНКЕ РЕЛЬЕФА ДЛЯ ЦЕЛЕЙ ЭФФЕКТИВНОГО ПРИРОДОПОЛЬЗОВАНИЯ

© 2021 г. Е. А. Еременко^{1,*}, Ю. Р. Беляев¹, С. И. Болысов¹,
В. И. Мысливец¹, А. В. Бредихин¹

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

*E-mail: eremenkoeaig@gmail.com

Поступила в редакцию 27.11.2019 г.

После доработки 24.06.2020 г.

Принята к публикации 06.10.2020 г.

Разработан новый подход к комплексной оценке рельефа для целей природопользования, основанный на расчете интегрального показателя геоморфологической безопасности. Определен объем понятия “геоморфологическая безопасность”, обосновано его выделение как особого вида природной безопасности. Приводится краткий обзор научных работ в области оценки геоморфологических опасностей и риска, устойчивости и уязвимости. Представлен алгоритм проведения комплексной оценки геоморфологической безопасности, основанной на взвешенном учете факторов и условий развития рельефа конкретной территории. Результатом оценки является карта, на которой отображается пространственное распределение интегрального показателя геоморфологической безопасности. Этот безразмерный показатель демонстрирует эффективность природопользования в зависимости от величины возможного ущерба от развития опасных и неблагоприятных геоморфологических процессов. На примере крупномасштабной оценки геоморфологической безопасности земледелия и горнодобычи на ключевом участке в южном Подмоскowie показана процедура оценки, ее результат, а также значимость введения весовых коэффициентов с целью учета специфики природопользования. Подчеркивается специфика процедуры оценки разработанным методом равнинных и горных территорий, а также дна Мирового океана; дан обзор значимых критериев, которые следует учитывать при расчете показателя геоморфологической безопасности в разных масштабах.

Ключевые слова: геоморфологическая безопасность, интегральный показатель, геоморфологический риск, опасность, землепользование

DOI: 10.31857/S043542812101003X

ВВЕДЕНИЕ И ТЕРМИНОЛОГИЯ

Эффективность и безопасность природопользования в пределах любой территории во многом зависят от спектра присущих ей природных опасностей, важное место в ряду которых занимают геологические и геоморфологические. В рамках Всемирной конференции ООН по уменьшению опасности стихийных бедствий в 2004 г. — ключевой встречи всемирного сообщества для решения проблем безопасности в мире — было подчеркнуто, что планирование землепользования является “существенно важным инструментом уменьшения опасности бедствий” [1]. Опасные и неблагоприятные геоморфологические процессы существенно влияют на экономическую эффективность хозяйствования путем повышения издержек (средств, затрачиваемых, в том числе, на инженерную защиту территории, предупреждение и ликвидацию последствий развития нега-

тивных процессов) и снижения безопасности населения и хозяйства.

Оценка опасностей и риска относится к области прикладных геоморфологических исследований. Под природными опасностями понимают “процессы, свойства или состояния определенных частей литосферы, гидросферы, атмосферы или космоса, представляющие угрозу для людей, объектов экономики и/или окружающей среды” [2, с. 23]. Геоморфологическая опасность — это возможность, угроза бедствия со стороны какого-либо геоморфологического объекта или процессов, нарушающих или разрушающих среду жизни человека [3]. Неблагоприятные и опасные геоморфологические процессы снижают комфортности проживания населения на территории и наносят прямой и/или косвенный ущерб соответственно. Природный риск выступает в качестве вероятностной меры природной опасности (совокупности опасностей), установленной для

определенного объекта в виде возможных потерь за заданное время [2]. Вслед за этим геоморфологический риск может быть определен как вероятность ущерба (для населения и хозяйства), связанного с развитием геоморфологических процессов.

Управление природным риском – важный компонент общей стратегии обеспечения безопасности населения и хозяйства от природных опасностей [2, 4]. Термин “безопасность” в последние десятилетия активно используется в науках о Земле и рассматривается как синоним термина “защищенность” [2]. Определение безопасности приводится в правовых документах. Согласно ныне не действующему Федеральному закону “О безопасности”, под безопасностью следует понимать “состояние защищенности жизненно важных интересов личности, общества и государства от внутренних и внешних угроз” [5, ст. 1]. Принятый взамен [5] новый закон “О безопасности” [6] рассматривает сущность безопасности в том же ключе и обосновывает наличие разных видов безопасности (общественная безопасность, экологическая безопасность и пр.). Сходным образом безопасность рассматривается в федеральных законах о защите населения, о промышленной безопасности и других, принятых после утверждения ООН Иокогамской стратегии обеспечения безопасного мира [7]. Объекты, требующие обеспечения безопасности, – это общество, граждане, материальные ценности, системы разного ранга и генезиса. Источники опасности могут быть внутренними или внешними по отношению к системам. Вопросам безопасности самых разных объектов посвящен огромный объем литературы, и выделяется особая отрасль знания – наука о безопасности [8 и др.].

В обобщающей монографии “Природные опасности России” приведено определение термина “природная безопасность”, под которой предлагается понимать “состояние защищенности населения, объектов хозяйства и окружающей природной среды от природных опасностей, включая их техноприродные разновидности” [2, с. 25]. Геоморфологическая безопасность – это часть природной безопасности, которая является состоянием защищенности социально-геоморфологических систем (по [9]) от геоморфологических угроз (опасностей). Социально-геоморфологическая система – базовая составляющая социально-природных систем, возникающих в процессе природопользования. Эффективность природопользования во многом зависит от геоморфологической безопасности территории в целом, а также отдельных объектов и систем хозяйствования. Чем ниже уровень потенциальной опасности и выше защищенность систем, тем выше эколого-экономическая эффективность их функционирования. Таким образом, геоморфологическая

безопасность (как, впрочем, опасности и риск) не может рассматриваться в отрыве от природопользования, так как “природа сама себе не вредит”.

Для обеспечения безопасности населения и хозяйства необходимо иметь четкое представление о спектре и активности характерных для территории геоморфологических опасностей. Представления о факторах и условиях развития геоморфологических процессов (в том числе тех, что могут представлять опасность для населения и хозяйства), их механизме и распространении закреплены в многочисленных учебниках и учебных пособиях, а также на картах разного масштаба. По отдельным регионам собраны данные и об активности процессов и, в том числе, на основе анализа и систематизации информации о фактическом проявлении, составлены карты распространения опасных геоморфологических процессов. Вместе с тем для обеспечения безопасности населения и хозяйства необходимо разработать подход, который позволил бы оконтурить не только участки фактического проявления геоморфологических опасностей, но также и те районы, где эти опасности могут проявиться в будущем (в том числе, при антропогенном вмешательстве). Кроме того, потенциальному потребителю геоморфологической информации (частные землепользователи, министерства и ведомства, органы управления) сложно составить общую картину спектра потенциальных опасностей, характерных для территории, не имея специальных навыков. Как правило, генезис процесса и механизм его развития волнуют землепользователей гораздо меньше, чем величина потенциального ущерба и частота проявления негативного события. Еще в конце XX века обозначилась необходимость создания универсального способа трансляции геоморфологической информации (о присущих территории опасностях и пр.) ее потенциальным потребителям. Именно с этого времени в России и мире началась новая эпоха в развитии прикладной географии – эпоха массовой систематизации и комплексного анализа разнородной географической информации с целью представления ее в универсальной числовой форме, понятной любому потребителю (эпоха комплексных оценок). В настоящей работе представлен один из возможных подходов к комплексной оценке рельефа для целей обеспечения безопасности и эффективности природопользования – подход, основанный на оценке геоморфологической безопасности территории (ГБТ).

ПОДХОДЫ К КОМПЛЕКСНОЙ ОЦЕНКЕ ПРИРОДНОЙ СРЕДЫ В НАУКАХ О ЗЕМЛЕ

Со второй половины XX века комплексные оценки используются в географических исследованиях для характеристики систем, объектов

и/или процессов на основе изучения нескольких показателей их свойств, которые могут быть как качественными, так и количественными. При этом объектом комплексной оценки может являться как состояние систем, так и связи между их компонентами [9–11 и др.]. Преимущество использования комплексных оценок в географии заключается в интегральном отображении свойств систем (природных, социально-экономических и др.), которые определяются комплексом условий и факторов. Процедура комплексной оценки традиционно сводится к последовательному выполнению следующих шагов: выбор и ранжирование значимых критериев оценки (показателей), комплексирование, в том числе взвешенное (может быть выполнено путем наложения контуров, математических операций с выбранными параметрами в пределах территориальных единиц оценки) и расчет интегрального показателя на основе значений критериев. В результате каждому оцениваемому объекту (участку территории, точечному объекту или др.) присваивается индивидуальное значение интегрального показателя (опасности, напряженности, устойчивости или др.). Выражение информации о состоянии системы в виде интегрального показателя подразумевает объединение многокритериальных оценок, многие из которых имеют экспертную основу, а значит, могут в разной мере отображать действительное состояние анализируемого объекта. В то же время интегральные оценки остаются наиболее удобным и корректным способом сравнения состояния сложных систем в связи с возможностью пусть и отчасти качественного, но все же достаточно полного учета комплекса значимых критериев состояния [12].

В географических исследованиях, как правило, основным итогом оценки служит карта, на которой и отображается пространственное распределение интегрального показателя. Описанный подход к оценке реализован в серии прикладных географических исследований, в частности, при оценке экологического состояния [10], напряженности геоморфологических процессов и обстановок [14, 15], территориальных ресурсов [16], эколого-геоморфологической опасности [17], устойчивости морфолитосистем [18] и др.

Наиболее значимы для практического использования исследования, направленные на комплексную оценку опасностей и риска. Оценка риска выполняется с использованием сведений о характере площадного распространения оцениваемого процесса, его активности во времени и величине возможного ущерба. Оценка природных рисков (в том числе геоморфологических) осложняется отсутствием или неполнотой данных об активности процессов, а для некоторых регионов – и о пораженности. Значительная часть работ в этой области направлена на идентифика-

цию, инвентаризацию и оценку геологических и геоморфологических опасностей и рисков для конкретных небольших территорий [19, 20 и др.], реже – для относительно крупных регионов [21 и др.]. В работе Ю.Г. Симонова с коллегами [17] приводится методика расчета эколого-геоморфологического риска на основе балльной оценки интенсивности воздействия геоморфологических процессов на разные виды природопользования. Велика доля работ, посвященных оценке рисков развития какого-либо одного конкретного опасного геоморфологического процесса [22, 23 и др.].

В начале XXI века появилось много работ, обобщающих информацию по различным факторам геологического риска и методике его расчета, по прогнозированию и управлению геоэкологической и экологической безопасностью, оценке устойчивости геологической среды [24–28 и др.]. Основная масса представленных в литературе оценок имеет качественный характер (оперируют понятиями “сильный”, “средний”, “слабый” и аналогичными). Количественные оценки встречаются реже [29, 30], что связано с неполнотой исходных данных, необходимых для расчетов риска (в частности, данных об активности процессов и величине ожидаемого ущерба). Количественные оценки производятся, в том числе, на основе балльных оценок [14, 15, 31–33] и часто в этом случае называются полуколичественными. При этом сам способ получения интегрального показателя практически неизменен и представляет собой обычное или взвешенное оверлейное суммирование частных тематических слоев – критериев оценки.

Таким образом, к настоящему времени в науках о Земле разработана серия методических подходов к комплексной оценке гео- и экосистем, большая часть которых подразумевает качественный или полуколичественный результат. В части комплексной оценки рельефа для нужд природопользования проведенные разработки не имеют целевой направленности, что отличает их от предлагаемого в настоящей статье подхода, который ориентирован на учет специфических требований разных видов хозяйствования к рельефу.

КОМПЛЕКСНАЯ ОЦЕНКА РЕЛЬЕФА С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ ИНТЕГРАЛЬНОГО ПОКАЗАТЕЛЯ ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОЙ БЕЗОПАСНОСТИ

Необходимость создания методики комплексной оценки рельефа для нужд природопользования продиктована стремлением снизить ожидаемый ущерб от воздействия геоморфологических процессов не только на существующие социально-геоморфологические системы, но и на системы проектируемые (участки перспективного освоения). С учетом существующих проблем

оценки опасности и риска (вызванных, в том числе, неполнотой сведений об активности процессов) представляется рациональной комплексная оценка факторов и условий развития рельефа, которые, в конечном итоге, и определяют характерный спектр и интенсивность процессов морфолитогенеза, влияя на величину ожидаемого ущерба социально-геоморфологическим системам. Предлагаемая методика основана на выделении значимых факторов и условий развития рельефа (критериев оценки), их ранжировании, приведении к единой шкале измерения (к примеру, балльной [32]), пространственном анализе распределения критериев и расчете интегрального показателя геоморфологической безопасности на основе частных значений критериев с учетом их значимости для существующего или перспективного типа природопользования.

Комплексная оценка геоморфологической безопасности территорий (ГБТ), как правило, является целевой (выполняется для конкретного типа природопользования или их комплекса) и включает несколько основных этапов. Вначале проводится отбор критериев оценки – факторов и условий, влияющих на развитие рельефа (тектонических, климатических, геологических, биологических и пр.), перечень которых может быть получен путем анализа геолого-географической среды и спектра присущих данной территории геоморфологических процессов. В зависимости от масштаба и цели оценки набор показателей будет различным. Важно отметить, что, наряду с количественными показателями при необходимости учитываются и качественные, к примеру, – тип строения геологического разреза, характер растительности и пр. Содержание матрицы критериев зависит не только от масштаба, но и от физико-географических условий оцениваемой территории – ее геолого-тектонического положения, орографии, климатических условий и пр.

На следующем этапе определяется возможный диапазон изменения каждого из критериев в пределах территории, проводится их ранжирование и приведение к балльной шкале. По нашему мнению, баллы являются оптимальным способом единообразного представления разнородной информации о таких сложных системах, как, в частности, социально-геоморфологические, что неоднократно подчеркивалось в ряде работ [5, 9, 14 и др.].

Следующий этап оценки заключается в выборе элементарных территориальных единиц, для которых будет произведен расчет значения интегрального показателя ГБТ. Возможны два основных подхода к их выделению: 1) оверлейное суммирование частных тематических слоев (критериев оценки) с использованием ГИС-технологий; 2) выделение территориальных единиц

на основе геоморфологических границ разного ранга (морфоструктурных зон, генетических комплексов, форм или элементов рельефа).

Для разных типов природопользования развитие геоморфологических процессов в разной степени опасно. К примеру, затопление поймы нанесет существенный ущерб расположенным на ней селитебным территориям, а для сельскохозяйственных угодий, напротив, может способствовать увеличению урожайности. Для учета разной значимости критериев в оценке ожидаемого ущерба им присваиваются квалитетические коэффициенты (веса), получаемые разными методами. Один из вариантов их определения – экспертная оценка значимости критериев для конкретного вида природопользования методом Дельфи [34]. Значения коэффициентов изменяются в зависимости от типа природопользования, геоморфологическая безопасность которого – предмет комплексной оценки. Сумма весовых коэффициентов должна быть постоянным числом, например, единицей (экспертная оценка значимости методом прямой расстановки).

На завершающем этапе оценки рассчитывается интегральный показатель геоморфологической безопасности для каждой элементарной территориальной единицы. Значение показателя может быть получено, к примеру, путем суммирования произведений баллов по каждому критерию на весовой коэффициент критерия, геометрическим осреднением этих произведений и др. При наличии нескольких критериев одной природы (например, геологических или климатических) возможно арифметическое, геометрическое или иное осреднение произведений в пределах группы [32], что позволяет избежать искусственного завышения значимости отдельных групп критериев. Результат комплексной оценки ГБТ – карта, на которой отображены участки, различающиеся значением интегрального показателя. Эти районы характеризуются разной степенью эффективности того или иного вида природопользования, разной величиной ожидаемого ущерба от геоморфологических угроз. Фактический ряд значений интегрального показателя может быть разделен на диапазоны разными методами, в том числе с предварительным логарифмическим масштабированием [35], что открывает возможность сравнения разных территорий между собой при условии использования одной матрицы критериев и весов.

Комплексная оценка ГБТ может быть выполнена в разных масштабах – мелком (мельче 1:1000000) – федеральная и глобальная, среднем (1:200000 – 1:1000000) – региональная; крупном (крупнее 1:200000) – локальная. На кафедре геоморфологии и палеогеографии географического факультета МГУ получен опыт по применению

данного подхода при разномасштабной оценке геоморфологической безопасности территории для разных видов природопользования (сельскохозяйственного, селитебного, промышленного и пр.) [32, 36].

В качестве иллюстрации новых возможностей, которые открывает предложенный подход к оценке рельефа для природопользования, рассмотрим крупномасштабную оценку ГБТ для территории южного Подмосковья (бассейн р. Пахры в районе д. Федюково). В настоящее время этот участок – один из немногих оставшихся очагов земледелия в непосредственной близости от Москвы, однако в планах его перспективного развития значатся селитебное и горнопромышленное освоение. С целью определения степени пригодности территории для различных видов природопользования выполнено ее однородное однопризнаковое районирование по значению показателя геоморфологической безопасности. В качестве критериев, учитываемых при оценке, использованы геоморфологические показатели (первая группа: форма и крутизна поверхности, близость к бровкам малых эрозионных форм и к размываемым берегам рек, амплитуда высот в пределах элементарного выдела) и свойства обстановки рельефообразования (вторая группа: особенности строения геологического разреза, уровень грунтовых вод и характер растительности) (табл. 1). Определены диапазоны изменения каждого из учитываемых критериев, проведено их ранжирование (приведение к 4-балльной шкале). Веса для каждого критерия назначены для двух перспективных видов природопользования на данной территории (земледелие и горнопромышленное освоение) на основе экспертной оценки специалистов-геоморфологов (опрошено 24 специалиста, имеющих ученую степень кандидата или доктора наук). Сетка элементарных выделов, для которых производился в последующем расчет интегрального показателя ГБТ, основана на строении рельефа территории на уровне мезоформ и отдельных крупных элементов. Далее для каждого выдела определено (по табл. 1) значение каждого критерия в баллах. Значения эти умножались на соответствующие им квалиметрические коэффициенты. Расчет показателя ГБТ для элементарного выдела выполнен по формуле:

$$\begin{aligned}
 & \text{П(ГБТ)} = \\
 & = \frac{a_1 * A_1 + \dots + a_n * A_n}{Na} + \frac{b_1 * B_1 + \dots + b_n * B_n}{Nb},
 \end{aligned}$$

где П (ГБТ) – показатель геоморфологической безопасности для элементарного выдела; $A_1, A_2 \dots A_n$ – значения критериев первой группы в баллах; $B_1, B_2 \dots B_n$ – значения критериев второй группы в баллах; $a_1, a_2 \dots a_n$ – квалиметрические коэффициенты для критериев первой группы; $b_1, b_2 \dots b_n$ – квалиметрические коэффициенты для кри-

териев второй группы; Na – количество критериев в первой группе; Nb – количество критериев во второй группе.

Для нормирования полученного ряда значений показателя ГБТ используется метод логарифмического масштабирования, предложенный в работе [13]. Результат оценки ГБТ – карта, на которой выделены участки с разными значениями показателя согласно выбранной пятиступенчатой шкале (рис. 1). Построены две оценочные карты, отражающие геоморфологическую безопасность изучаемой территории для земледелия (рис. 1, а) и для горнодобычи (рис. 1, б). Использование разных весов для оценки эффективности двух отличающихся типов природопользования позволяет выбрать оптимальные участки для размещения угодий. В обоих случаях наиболее неблагоприятными оказались, что объяснимо, днища и склоны малых эрозионных форм, а также крутые борта долин рек и размываемые берега излучин. В то же время результаты оценки показывают, что для земледелия в целом пригодных площадей больше (к таким относятся не только выровненные междуречные пространства, но и пойма за исключением старичных понижений). Территории, пригодные для горнодобычи, расположены, преимущественно, за бровками долин и малых эрозионных форм. Участкам с наиболее высокими значениями показателя ГБТ (от 1.0 до 0.76) соответствуют поверхности, где выбранный тип землепользования будет наиболее эффективным, так как издержки на инженерную защиту и ликвидацию ущерба от воздействия геоморфологических процессов будут малы или же вовсе будут отсутствовать. Напротив, участки с минимальными значениями показателя (0.24–0.0) расположены на поверхностях, где геоморфологические процессы развиваются активнее всего, поэтому использование этих территорий для выбранного вида природопользования неэффективно. Таким образом, применение весовых коэффициентов позволяет учесть специфические требования, предъявляемые каждым видом природопользования к природной среде и, в частности, к рельефу.

Результат оценки предложенным методом существенно зависит от принципов выбора критериев, набор и значения которых принципиально разнятся в равнинных и горных условиях, на суше и дне Мирового океана. Масштаб оценки также влияет на содержание матрицы критериев: при переходе от крупного масштаба к среднему и мелкому числу критериев, характеризующих свойства обстановки рельефообразования (тектонические, климатические и др.), увеличивается.

Таблица 1. Критерии крупномасштабной оценки геоморфологической безопасности территории

Учитываемый показатель	Диапазоны изменения показателя	Балл	Весовой коэффициент		
			для сельского хозяйства	для горно-добывающей промышленности	
Крутизна склона	менее 2°	4	0.25	0.2	
	2–15°	3			
	15–35°	2			
	более 35°	1			
Преобладающая форма склонов	субгоризонтальная поверхность	4	0.2	0.05	
	рассеивающая	3			
	прямая	2			
	собирающая	1			
Близость к бровкам малых эрозионных форм и подмываемым берегам рек	удаленность от бровки более 50 м	4	0.1	0.1	
	расстояние до бровки или вершины малой эрозионной формы менее 50 м	отсутствуют признаки современной эрозии в малой эрозионной форме, склоны стабильны; в русле – тенденция к аккумуляции (выпуклые берега излучин)			3
		в малой эрозионной форме наблюдаются признаки склоновых процессов и эрозии в русле; спрямленные участки русел рек без проявления боковой эрозии			2
		наблюдаются признаки глубинной и боковой эрозии в малых эрозионных формах, интенсивная боковая эрозия в русле			1
Амплитуда высот в пределах элементарного выдела	менее 2 м	4	0.25	0.1	
	от 2 до 5 м	3			
	от 5 до 10 м	2			
	более 10 м	1			
Уровень грунтовых вод	круглогодично пониженный (в среднем – более 10 м)	4	0.05	0.25	
	крайне редко повышенный (в среднем – 5–10 м)	3			
	стабильно повышенный в период весеннего снеготаяния и во время обильных дождей (в среднем – 5–10 м)	2			
	круглогодично повышенный (зеркало грунтовых вод находится на глубине 0–5 м)	1			

Таблица 1. Окончание

Учитываемый показатель	Диапазоны изменения показателя	Балл	Весовой коэффициент	
			для сельского хозяйства	для горно-добывающей промышленности
Строение геологического разреза до глубины 10 м (наличие факторов, осложняющих строение геологического разреза)	отсутствие слабых грунтов (карстующихся, органогенных, просадочных, набухающих, водонасыщенных, техногенных, засоленных и пр.) в разрезе	4	0.1	0.25
	наличие слабых грунтов (карстующихся, органогенных, просадочных, набухающих, водонасыщенных, техногенных, засоленных и пр.) в разрезе на глубине более 5 м	3		
	наличие слабых грунтов (карстующихся, органогенных, просадочных, набухающих, водонасыщенных, техногенных, засоленных и пр.) в разрезе на глубине от 2 до 5 м	2		
	слабые грунты (карстующиеся, органогенные, просадочные, набухающие, водонасыщенные, техногенные, засоленные и пр.) залегают с поверхности	1		
Характер растительного покрова	поверхность полностью задернована и залесена (широколиственный лес с подлеском, вторичные леса с подлеском и пр.)	4	0.05	0.05
	поверхность задернована (луг, сенокос), с редкими деревьями или кустарниками	3		
	поверхность частично задернована и залесена (сосновый лес, ельник-мертвопокровник и пр.)	2		
	заболоченные территории, участки с нарушенным растительным покровом	1		

ОСОБЕННОСТИ ОЦЕНКИ ГБТ НА РАВНИНАХ

Равнинный рельеф – ключевой земельный ресурс человечества. Именно на равнинах сосредоточено основное население Земли и, соответственно, селитьба и связанные с ней объекты площадного и линейного гражданского строительства. Здесь же – и подавляющее большинство сельскохозяйственных угодий, в первую очередь, – земледельческих, но и немалая доля пастбищных (включая обширные пастбища в тундре и лесотундре). Сравнительно небольшая часть равнинных территорий занята под горнодобывающую промышленность, несколько бóльшая – под лесное хозяйство и рекреационную деятельность. Относительно невелика доля земель спецназначения (оборонные цели), ООПТ (особо охраняемые природные территории) и отнесенных к неудобьям (заметим: обычно по геоморфологическим основаниям) либо к землям запаса.

Основным критерием выделения равнин служит обычно незначительная (не более 200 м) глубина расчленения территории. При этом на равнинах доминирует “мягкий” облик рельефа – плоский, пологоволнистый, пологохолмистый, нередко субгоризонтальный. По гипсометрическим показателям выделяются низменные (до 200 м абс.), возвышенные (200–500 м) равнины и плоскогорья (более 500 м абс.). Наиболее активно используются низменные и возвышенные равнины (около 83% населения Земли живет на абсолютных высотах до 500 м) [37].

Сосредоточение населения нашей планеты на равнинах, в первую очередь, объясняется именно относительно высокой (по сравнению с горами) геоморфологической безопасностью. Здесь существенно меньшая, чем в горных областях, сейсмичность, отсутствуют или редко проявляются катастрофические геоморфологические процессы, обычные в горах, – сели, лавины, крупные обвалы и осыпи. Вместе с тем степень геоморфологической безопасности существенно варьирует

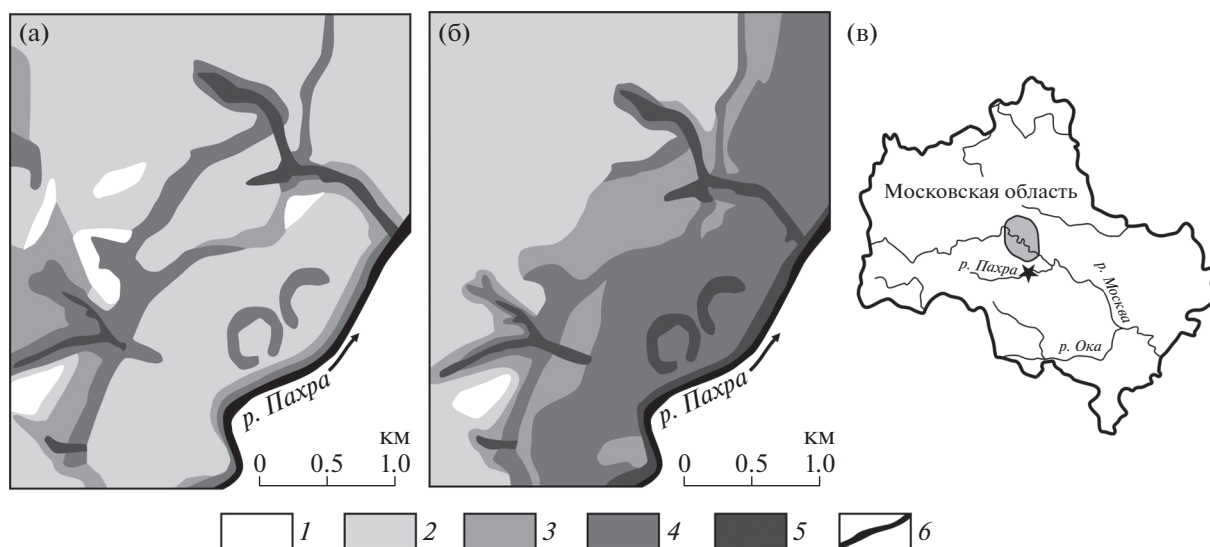


Рис. 1. Геоморфологическая безопасность земледелия (а) и горнодобычи (б) в юго-восточном Подмосковье (фрагмент карты крупномасштабной оценки). Местоположение участка показано звездочкой на схеме (в).

Значения интегрального показателя ГБТ: 1 – очень высокие (1.00–0.76), 2 – высокие (0.76–0.61), 3 – средние (0.61–0.44), 4 – низкие (0.44–0.24), 5 – очень низкие (0.24–0.00); 6 – реки.

на равнинных территориях, и, пожалуй, именно здесь оценка ГБТ представляет собой сложную комплексную задачу, причем дифференциация ГБТ по площади может быть весьма высокой. Рассмотрим конкретные варианты проявления на равнинных территориях некоторых факторов, влияющих на геоморфологическую безопасность. Так, возникновение ряда опасных геоморфологических процессов может быть вызвано составом поверхностных (или залегающих близко к поверхности) горных пород, в частности, – растворимых и, соответственно, карстующихся (карбонаты, сульфаты, хлориды, фосфаты). В таких областях высока вероятность обрушения или проседания поверхности в условиях голого (как, например, в ряде районов Прикаспийской низменности, в Предуралье) или покрытого (центр Восточно-Европейской равнины) карста, а значит – относительно невысокие значения ГБТ. Определенные сочетания водоупорных и водопроницаемых пород в поверхностных толщах могут провоцировать возникновение оползневых процессов, блоков отседания, суффозионных просадок и провалов. В свете сказанного, одним из учитываемых факторов при оценке ГБТ должен быть не только характер поверхностного субстрата, но и в целом тип строения геологического разреза.

Другой значимый фактор (нередко определяющий) – климатическая специфика рельефообразования. Многолетняя мерзлота является важнейшим фактором развития рельефа на обширных площадях (субарктические области Восточно-Европейской и Западно-Сибирской равнин, Севе-

ро-Сибирская низменность и др.). Следует отметить, что нередко современные климатические условия обеспечивают сохранение мерзлоты, сформировавшейся в более холодные эпохи плейстоцена (как в Восточной Сибири). Как в пределах ареала многолетней мерзлоты, так и вне его, в условиях избыточного увлажнения и слабо-расчлененного уплощенного рельефа активному освоению территории препятствуют высокая степень заболоченности (как в лесоболотном комплексе Западно-Сибирской равнины, включая крупнейшее в мире Васюганское болото). Сведение лесной растительности в условиях гумидного климата понижает ГБТ из-за увеличения высоты половодий и паводков, а также из-за возрастания опасности активной дефляции и пыльных бурь (с понижением плодородия почв на сельскохозяйственных угодьях). С отсутствием или разреженностью растительного покрова связаны области интенсивной эоловой аккумуляции и/или дефляции, как в гумидном климате (Прибалтика), так и, тем более, в аридном (Туранская равнина и др.). Это обычно области малой плотности населения (в аридном климате) и сравнительно слабого освоения (за исключением участков добычи полезных ископаемых). Соответственно, при оценке ГБТ должны быть учтены влажность/сухость климата (при дифференцированности этого фактора в пределах оцениваемой территории), характер растительного покрова.

Пожалуй, именно в условиях равнинного рельефа особенно наглядно проявляются как факторы при оценке ГБТ, собственно, свойства самого рельефа земной поверхности. На общем фоне

сравнительно малых уклонов участками с пониженной ГБТ становятся площади с повышенной крутизной: опасность оползней и отседания на склонах крутизной более 15°, при определенных геологических условиях; возможность катастрофического делювиального смыва на распаханых склонах крутизной более 8°; активная регрессивная эрозия с уничтожением земельных угодий при наличии крутых вершинных перепадов в малых эрозионных формах; активная боковая эрозия или абразия на речных, озерных и морских берегах и т.д. При прочих равных условиях ГБТ снижается при более высоких значениях расчлененности, в первую очередь, — глубины расчленения. Все перечисленное влияет на степень геоморфологической безопасности равнинных территорий и должно учитываться в расчете показателя ГБТ.

ОСОБЕННОСТИ ОЦЕНКИ ГБТ В ГОРАХ

Горные территории, в отличие от равнин, повсеместно отличаются повышенной опасностью природных процессов, особенно геоморфологических. В этой связи развитие природопользования в горах всегда было “вынужденным”. Человека в горы толкали отсутствие сырьевых источников, земельных ресурсов определенного качества, возможность использования барьерных свойств и изолированности рельефа в смысле межплеменных, цивилизационных или межгосударственных отношений. Различные горные регионы планеты с точки зрения качества и условий природопользования представляют для человечества весьма контрастные территории в зависимости от физико-географических, в том числе геоморфологических свойств.

Их следует условно разделить на три типа. Первый объединяет горные регионы, расположенные в условиях умеренного климата континентальной части материков, приполярных и полярных регионов, отличающихся значительным усложнением условия освоения, по сравнению с близ расположенными равнинами в связи с существованием здесь часто экстремальных свойств природной среды. К ним следует отнести, например, горные сооружения Сибири и Дальнего Востока России или горы Аляски. Здесь развиты сырьевые виды природопользования: добыча полезных ископаемых, лесозаготовка и пр. Как правило, к таким территориям принадлежат районы низкогорий и среднегорий, так как в высокогорьях этих широт природопользование практически невозможно. Лишь в последнее время эти экзотические территории стали действительно привлекательными для единственного вида природопользования — рекреационного. Второй тип горных территорий соответствует климатическим условиям, где природопользование связано с

освоением земельных сельскохозяйственных ресурсов, и население “вынуждено” было издавна “идти” в горы для поиска подходящих для произрастания культурных растений температурного режима и увлажнения. Такие регионы служили транспортными коридорами для миграций людей и районами становления многих этносов. К таким горным сооружениям относятся средне- и высокогорные территории с ярко выраженной высотной поясностью экваториальных, субэкваториальных и тропических широт, издавна освоенные человеком лучше, чем окружающие равнины, покрытые влажными лесами или пустынными ландшафтами. Особенно ярко такие отношения между рельефом и природопользованием складывались в Андах и на Восточноафриканском плоскогорье.

Наконец, третий тип — это горные сооружения субтропиков и умеренного климата, находящиеся на окраинах материков, где природопользование развивалось всегда параллельно с освоением окружающих равнин, с учетом природной специфики всех высотных этажей горного рельефа. К таким регионам следует отнести горы Средиземноморья, некоторые горные области субтропического Дальнего Востока. Горный рельеф таких областей всегда давал человеку дополнительные возможности вести невозможные на равнине виды природопользования, такие как лесозаготовка, сельское хозяйство, а в настоящее время — широкий набор рекреационных занятий.

Гораздо более выраженные, в сравнении с равнинами, пространственно-временные колебания факторов и условий рельефообразования в горах приходится учитывать при полимасштабных исследованиях геоморфологической безопасности. Например, значительную пестроту литологии горных пород, определяющую денудационные свойства рельефа, следует принимать во внимание для исследований среднего и крупного масштаба, а климатические характеристики имеют смысл для среднего и мелкого масштабов.

В ряду важнейших критериев при оценке геоморфологической безопасности горной территории стоят морфометрические характеристики рельефа, наличие и динамика триггерных процессов (сейсмичность, вулканизм и пр.), мощность рыхлых отложений, динамика ледников и др. Особенностью крупномасштабной оценки ГБТ горных стран является необходимость использования различающихся наборов критериев для оценки относительно выровненных поверхностей (днищ речных долин, котловин и др.) и остальной части территории, занятой, преимущественно, склонами разной крутизны. Это связано, прежде всего, со спецификой развития селевых и обвально-осыпных процессов, которые затрагивают днища долин в приурезовой и тыловой частях, что приводит к возникновению критериев

близости (к руслу, к тыловым швам долины), теряющих смысл для прочих участков территории.

ОСОБЕННОСТИ ОЦЕНКИ ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОЙ БЕЗОПАСНОСТИ ДНА МИРОВОГО ОКЕАНА

С середины XX века существенно изменилось отношение человечества к Мировому океану: вслед за осознанием природного богатства морских глубин началось направленное освоение минерально-сырьевых ресурсов. За прошедшие десятилетия в природопользование были вовлечены обширные пространства дна Мирового океана, в основном, — область шельфа. В отличие от суши, видов природопользования на морском дне немного. Это горнопромышленное морское (добыча углеводородов и строительных материалов, разработка россыпных месторождений); охотопромысловое морское (донное траление); энергопередаточное (прокладка силовых кабелей по дну); трубопроводное (транспортировка сырья, воды, сточных вод и др.); транспортно-морское (эксплуатация судоходных каналов); отходосвалочное (свалки грунта); транспортно-подземное (тоннели под морскими проливами); культурно-мемориальное (затонувшие суда); железнодорожное и автодорожное (мосты через морские проливы) [38]. Основные виды подводных инженерных сооружений — точечные (буровые платформы, опоры мостов и др.) и линейные (кабели связи и силовые, трубопроводы и др.).

Эффективность морского природопользования во многом зависит от спектра опасных явлений, в том числе геоморфологических, протекающих на конкретном участке дна. Помимо процессов, характерных и для суши (вулканизм, гравитационные, криогенные процессы и пр.), на дне океана развиты и специфические, к примеру, формирование рельефа придонными течениями, стонно-нагонными и приливно-отливными явлениями, мутьевыми потоками; в результате процессов дегазации осадочного чехла (покмарки и др.); процессы ледового морфолитогенеза, связанные с рельефообразующей деятельностью айсбергов, плавучих и припайных льдов.

При оценке геоморфологической безопасности морского дна необходимо учитывать дополнительные критерии, в частности, океанологические (характерные скорости придонных течений, температура придонных вод, свойства ледового покрова и др.). Составление матриц критериев оценки ГБТ для морского дна существенно осложняется сравнительно низкой изученностью процессов подводного морфолитогенеза. К настоящему моменту лишь малая часть дна Мирового океана обеспечена детальными батиметрическими цифровыми картами, а сведения о геологическом строении дна еще более скудны.

Вместе с тем при изучении геологического строения дна активно используются геофизические методы (непрерывное сейсмическое профилирование и пр.), поэтому геофизические параметры донных пород (скорость распространения волн, акустическая прозрачность и пр.) могут быть использованы в качестве критериев, ранжированы и учтены в общей оценке ГБТ.

ВЫВОДЫ

Методический подход к комплексной оценке рельефа для целей природопользования, основанный на расчете интегрального показателя геоморфологической безопасности, является универсальным как с точки зрения масштаба, так и в отношении учета специфики разных видов природопользования. Он дополняет комплекс имеющихся наработок в области оценки взаимодействия рельефа, хозяйства и общества, а также роли рельефа в жизни человека [9, 11, 14, 15 и др.]. Представление сведений об интенсивности морфолитогенеза в виде карт районирования по степени ГБТ, выраженной через безразмерный показатель, удобно для потенциальных потребителей данной информации (представителей министерств и ведомств, региональных управлений, частных землепользователей и пр.). Использование карт ГБТ для учета геоморфологических условий в кадастровой стоимости земель позволит создать основу для более объективной ценовой политики, а также обоснованного управления инвестициями (в том числе государственными). Результаты оценки ГБТ должны учитываться при разработке стратегий территориального развития, генеральных планов застройки, определении ведущих векторов развития и освоения. В то же время оценка ГБТ имеет не только практический интерес. Анализ разномасштабных карт оценки ГБТ, а также карт ГБТ освоенных территорий с разным ведущим типом природопользования позволяет определить степень значимости рельефа и геоморфологических процессов в развитии социально-геоморфологических систем в разных природных условиях и с разной историей становления.

БЛАГОДАРНОСТИ

Работа выполнена в рамках темы госзадания “Эволюция природной среды, динамика рельефа и геоморфологическая безопасность природопользования” (№ АААА-А16-116032810089-5).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Обзор Иокогамской стратегии и Плана действий по обеспечению более безопасного мира. Кобе. 2004. 30 с.

2. Природные опасности России. Т. 5. Оценка и управление природными рисками / под ред. А.Л. Рагозина. М.: КРУК, 2003. 320 с.
3. Кошкарев А.В., Козлова А.Е., Лихачёва Э.А., Мерзлякова И.А., Тимофеев Д.А., Чеснокова И.В. Геоморфологическая опасность и риск // Изв. РАН. Сер. геогр. 2001. № 5. С. 1–8.
4. Курбатова А.С., Мягков С.М., Шныпарков А.Л. Природный риск для городов России. М.: НИИПИ экологии города, 1997. 240 с.
5. Федеральный закон “О безопасности” № 2446-1-ФЗ. 1992.
6. Федеральный закон “О безопасности” № 390-ФЗ. 2010.
7. Доклад Всемирной конференции ООН по уменьшению опасности стихийных бедствий. Иокогама. 1994. 57 с.
8. Безопасность России. Правовые, социально-экономические и научно-технические аспекты. М.: Знание, 1999. 703 с.
9. Кружалин В.И. Эколого-геоморфологический анализ территории // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 5. География. 1997. № 4. С. 11–15.
10. Чалов Р.С., Чернов А.В. Районирование территории России по экологическому состоянию речных русел и пойм // Проблемы оценки экологической напряженности территории России: факторы, районирование. М.: Изд-во МГУ, 1993. С. 66–72.
11. Крашенинникова С.В. К вопросу об эколого-геоморфологической оценке территории города // Изв. ПГПУ. Естественные науки. 2006. № 1(5). С. 150–154.
12. Дмитриев В.В. Определение интегрального показателя состояния природного объекта как сложной системы // Общество. Среда. Развитие. 2009. № 4. С. 146–165.
13. Битюкова В.Р. Интегральная оценка экологической ситуации городов России // Региональные исследования. 2014. № 4. С. 49–57.
14. Лебедева Е.В., Шварев С.В., Готванский В.И. Природно-обусловленная напряженность геоморфологических процессов территории Дальнего Востока России // Геоморфология. 2014. № 4. С. 48–59. <https://doi.org/10.15356/0435-4281-2014-4-48-59>
15. Лебедева Е.В., Михалёв Д.В., Шварев С.В. Напряженность геоморфологических обстановок центрального сектора горной системы Анд // Геоморфология. 2015. № 2. С. 77–88. <https://doi.org/10.15356/0435-4281-2015-2-77-88>
16. Лихачёва Э.А., Шварев С.В., Аникина Н.В. Геоморфологическая оценка территориальных ресурсов Новой Москвы // Геоморфология. 2015. № 1. С. 77–87. <https://doi.org/10.15356/0435-4281-2015-1-77-87>
17. Симонов Ю.Г., Кружалин В.И., Симонова Т.Ю. Методы диагностики экологически опасных воздействий на рельеф / Инженерно-геоморфологические исследования / под ред. Г.А. Сафьянова. М.: Изд-во МГУ, 1995. С. 177–184.
18. Лихачёва Э.А., Бахирева Л.В., Станковянски М., Урбанек Я. Оценка состояния городской морфолито-системы (на примере Москвы и Братиславы) // Геоморфология. 1991. № 1. С. 30–42.
19. Трацевская Е.Ю. Оценка геологических рисков на территории г. Гомель // Геоэкология, инженерная геология, гидрогеология, геокриология. 2006. № 2. С. 124–134.
20. Аникеев А.В., Рагозин А.Л., Селезнев В.Н. Оценка геологического риска на участке городского строительства // Геоэкология, инженерная геология, гидрогеология, геокриология. 2007. № 6. С. 547–560.
21. Бондарик Г.К., Иерусалимская Е.Н., Ярг Л.А. Особенности методики оценки риска экзогенных геологических процессов на региональном уровне // Изв. ВУЗов. Геология и разведка. 2006. № 1. С. 48–52.
22. Маций С.И., Безуглова Е.В. Оползневая опасность и риск смещений грунтов на склонах // Геоэкология, инженерная геология, гидрогеология, геокриология. 2007. № 6. С. 537–546.
23. Лапердин В.К., Качура Р.А. Криогенные опасности в зонах линейных природно-технических комплексов на юге Восточной Сибири // Криосфера Земли. 2009. Т. XIII. № 2. С. 27–34.
24. Зеркаль О.В. Оценка геологических рисков в практике инженерных изысканий // Инженерные изыскания. 2009. № 9. С. 40–43.
25. Викторов А.С. Количественная оценка природных опасностей на основе методов математической морфологии ландшафта // Геоэкология, инженерная геология, гидрогеология, геокриология. 2005. № 4. С. 291–297.
26. Козловский С.В., Шешеня Н.Л. Прогнозирование геологических опасностей и риска их проявлений, как составная часть пространственно-временной системы // Изв. ВУЗов. Геология и разведка. 2010. № 6. С. 59–61.
27. Бондарик Г.К., Иерусалимская Е.Н., Ярг Л.А. Объективная оценка устойчивости геологической среды к техногенным взаимодействиям и приемы ее корректного картографирования // Инженерная геология. 2008. № 4. С. 4–13.
28. Молодых И.И., Сироткин Д.В. Задачи, проблемы, перспективы инженерно-геологического картографирования и экологическая безопасность территорий // Разведка и охрана недр. 2014. № 8. С. 40–43.
29. Шныпарков А.Л., Колтерманн П.К., Селиверстов Ю.Г., Сократов С.А., Перов В.Ф. Селевой риск на Черноморском побережье Кавказа // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 5. География. 2013. № 3. С. 42–48.
30. Осипов В.И. Техногенез и современные задачи наук о Земле // Экология и промышленность России. Т. 20. № 3. 2016. С. 4–12. <https://doi.org/10.18412/1816-0395-2016-3-4-12>
31. Грохольский Н.С. Методика определения интегрального риска экзогенных геологических процессов // Геориск. 2013. № 2. С. 46–47.
32. Болысов С.И., Бредихин А.В., Еременко Е.А. Комплексная мелкомасштабная оценка геоморфологической безопасности России // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 5. География. 2016. № 2. С. 3–12.

33. *Азгальдов Г.В., Райхман Э.П.* О квалитетрии. М.: Изд-во стандартов, 1973. 172 с.
34. *Ковалев В.В., Волкова А.Н.* Анализ хозяйственной деятельности предприятия. М.: ТК Велби, 2002. 424 с.
35. *Битюкова В.Р., Кириллов П.Л.* Методы комплексной оценки региональных различий экологической напряженности в России // Региональные исследования. 2011. № 1. С. 56–69.
36. *Болысов С.И., Бредихин А.В., Еременко Е.А.* Подходы к оценке геоморфологической безопасности территорий // Вопросы географии. Сб. 140. Современная геоморфология. 2015. С. 29–55.
37. Экологическая геоморфология. Ключевые направления / под ред. С.И. Болысова. М.: Геогр. факультет МГУ, 2013. 168 с.
38. *Зворыкин К.В.* Географическая концепция природопользования // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 5. География. 1993. № 3. С. 3–16.

A new approach to complex relief assessment for effective environmental management

E. A. Eremenko^{a,#}, Y. R. Belyaev^a, S. I. Bolysov^a, V. I. Myslivets^a, and A. V. Bredikhin^a

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

[#] *E-mail: eremenkoeaig@gmail.com*

A new approach to complex assessment of relief for environmental management based on quantitative index of geomorphological safety is developed. The «geomorphological safety» concept, and its implementation as a special type of natural safety is fully determined and proved. The short review of scientific works in the field of risk assessment of geomorphological hazards, stability and vulnerability is provided. An algorithm for conducting a comprehensive assessment of geomorphological safety based on a balanced consideration of factors and conditions of relief development in a particular territory is presented. The procedure and result of evaluation, also the significance of introducing weight coefficients in order to take into account the specifics of land-use are demonstrated using the example of a large-scale assessment of the geomorphological safety of agriculture and mining at a key site in the south of Moscow region. For plain and mountainous topography, as well as for the bottom of the World ocean, the specificity of the assessment procedure by the developed method is emphasized. An overview of significant criteria that should be taken into account when calculating the geomorphological safety index at different scales is given.

Keywords: geomorphological safety, complex index, geomorphological risk, hazard, land-use

ACKNOWLEDGMENTS

The study was founded by the State Program (№ AAAA-A16-116032810089-5) “Evolution of the environment, relief dynamics and geomorphological safety of environmental management”.

REFERENCES

1. *Obzor Iokogamskoi strategii i Plana deistviy po obespecheniju bolee bezopasnogo mira* (Review of the Yokohama strategy and Action plan for providing safer world). Kobe. 2004. 30 p. (in Russ.)
2. *Prirodnye opasnosti Rossii. Tom. 5. Ocenka i upravlenie prirodnymi riskami* (Natural dangers of Russia. Vol. 5. Assessment and management of natural risks). A.L. Ragozin (Eds.). M.: KRUK (Publ.), 2003. 320 p. (in Russ.)
3. Koshkarev A.V., Kozlova A.E., Likhacheva E.A., Merzlyakova I.A., Timofeev D.A., and Chesnokova I.V. *Geomorfologicheskaya opasnost' i risk*. (Geomorphological danger and risk). *Izvestia AN. Seriya Geogr.* 2001. No. 5. P. 1–8. (in Russ.)
4. Kurbatova A.S., Myagkov S.M., and Shnyparkov A.L. *Prirodnyi risk dlya gorodov Rossii* (Natural risk for the cities of Russia). M.: NiiPI ekologii goroda (Publ.), 1997. 240 p. (in Russ.)
5. *Federal'nyi zakon “O bezopasnosti”* (Federal law “About Safety”) No. 2446-1-FZ. 1992.
6. *Federal'nyi zakon “O bezopasnosti”* (Federal law “About Safety”) No. 390-FZ. 2010.
7. *Doklad Vsemirnoi konferentsii OON po umen'sheniyu opasnosti stikhiinykh bedstvii*. (Report of the UN World Conference on Disaster Risk Reduction). Iokogama. 1994. 57 p. (in Russ.)
8. *Bezopasnost' Rossii. Pravovye, sotsial'no-ekonomicheskie i nauchno-tekhnicheskie aspekty*. (Safety of Russia. Legal, social and economic and scientific and technical aspects). M.: Znanie (Publ.), 1999. 703 p. (in Russ.)
9. Kruzhalin V.I. *Ekologo-geomorfologicheskii analiz territorii*. (Eco-geomorphological analysis of the territory). *Vestnik MGU. Ser. 5. Geografiya*. 1997. No. 4. P. 11–15. (in Russ.)
10. Chalov R.S. and Chernov A.V. *Raionirovanie territorii Rossii po ekologicheskomu sostoyaniyu rechnykh rusel i poim*. (Geographical zoning of Russia on an ecological condition of river channels and floodplains). *Problemy otsenki ekologicheskoi napryazhennosti territorii Rossii: factory, raionirovanie*. M.: MGU (Publ.), 1993. P. 66–72. (in Russ.)
11. Krasheninnikova S.V. *K voprosu ob ekologo-geomorfologicheskoi otsenke territorii goroda*. (About eco-geo-

- morphological assessment of the territory of the city). *Izvestiya PGPU. Estestvennye nauki*. 2006. No. 1 (5). P. 150–154. (in Russ.)
12. Dmitriev V.V. *Opreделение integral'nogo pokazatelya sostoyaniya prirodnogo ob'ekta kak slozhnoi sistemy*. (Definition of a complex index of a condition of a natural object as a complex system). *Obshchestvo. Sreda. Razvitiye*. 2009. No. 4. P. 146–165. (in Russ.)
 13. Bityukova V.R. *Integral'naya otsenka ekologicheskoi situatsii gorodov Rossii*. (Integrated assessment of an ecological situation of the cities of Russia). *Regional'nye issledovaniya*. 2014. No. 4. P. 49–57. (in Russ.)
 14. Lebedeva E.V., Shvarev S.V., and Gotvanskii V.I. *Prirodno-obuslovlennaya napryazhennost' geomorfologicheskikh protsessov territorii Dal'nego Vostoka Rossii*. (The natural caused tension of geomorphological processes of the territory of the Far East of Russia). *Geomorfologiya (Geomorphology RAS)*. 2014. No. 4. P. 48–59. (in Russ.).
<https://doi.org/10.15356/0435-4281-2014-4-48-59>
 15. Lebedeva E.V., Mikhalev D.V., and Shvarev S.V. *Napryazhennost' geomorfologicheskikh obstanovok tsentral'nogo sektora gornoj sistemy And*. (Tension of geomorphological situations of the central sector of Andes). *Geomorfologiya (Geomorphology RAS)*. 2015. No. 2. P. 77–88. (in Russ.).
<https://doi.org/10.15356/0435-4281-2015-2-77-88>
 16. Likhacheva E.A., Shvarev S.V., and Anikina N.V. *Geomorfologicheskaya otsenka territorial'nykh resursov Novoi Moskvy*. (Geomorphological assessment of territorial resources of New Moscow). *Geomorfologiya (Geomorphology RAS)*. 2015. No. 1. P. 77–87. (in Russ.).
<https://doi.org/10.15356/0435-4281-2015-1-77-87>
 17. Simonov Yu.G., Kruzhalin V.I., and Simonova T.Yu. *Metody diagnostiki ekologicheskii opasnykh vozdeystvii na rel'ef*. (Methods of diagnostics of ecologically dangerous impacts on a relief). *Inzhenerno-geomorfologicheskie issledovaniya*. G.A. Saf'yanov (Ed.). M.: MGU (Publ.), 1995. P. 177–184. (in Russ.)
 18. Likhacheva E.A., Bakhireva L.V., Stankovyanski M., and Urbanek Ya. *Otsenka sostoyaniya gorodskoi morfologicheskoi sistemy (na primere Moskvy i Bratislavy)*. (Assessment of a condition of urban geomorphological systems (on the example of Moscow and Bratislava)). *Geomorfologiya (Geomorphology RAS)*. 1991. No. 1. P. 30–42. (in Russ.)
 19. Tratsevskaia E.Yu. *Otsenka geologicheskikh riskov na territorii g. Gomel'*. (Assessment of geological risks in the territory of Gomel). *Geoekologiya, inzhenernaya geologiya, gidrogeologiya, geokriologiya*. 2006. No. 2. P. 124–134. (in Russ.)
 20. Anikeev A.V., Ragozin A.L., and Seleznev V.N. *Otsenka geologicheskogo riska na uchastke gorodskogo stroitel'stva*. (Assessment of geological risk on the site of construction). *Geoekologiya, inzhenernaya geologiya, gidrogeologiya, geokriologiya*. 2007. No. 6. P. 547–560. (in Russ.)
 21. Bondarik G.K., Ierusalimskaya E.N., and Jarg L.A. *Osobennosti metodiki otsenki riska ekzogennykh geologicheskikh protsessov na regional'nom urovne*. (Features of a procedure of assessment of risk of exogenous geological processes at the regional level). *Izvestiya vysshikh uchebnykh zavedenii. Geologiya i razvedka*. 2006. No. 1. P. 48–52. (in Russ.)
 22. Matsii S.I. and Bezuglova E.V. *Opolznevaya opasnost' i risk smeshchenii gruntov na sklonakh*. (Landslide hazard and risk of shifts of soil on slopes). *Geoekologiya, inzhenernaya geologiya, gidrogeologiya, geokriologiya*. 2007. No. 6. P. 537–546. (in Russ.)
 23. Laperdin V.K. and Kachura R.A. *Kriogennyye opasnosti v zonakh lineinykh prirodno-tekhnicheskikh kompleksov na yuge Vostochnoi Sibiri*. (Cryogenic dangers in zones of linear technical complexes in the south of Eastern Siberia). *Kriosfera Zemli*. 2009. Vol. XIII. No. 2. P. 27–34. (in Russ.)
 24. Zerkal' O.V. *Otsenka geologicheskikh riskov v praktike inzhenernykh izyskaniy*. (Assessment of geological risks in practice of engineering research). *Inzhenernye izyskaniya*. 2009. No. 9. P. 40–43. (in Russ.)
 25. Viktorov A.S. *Kolichestvennaya otsenka prirodnykh opasnostei na osnove metodov matematicheskoi morfologii landshafta*. (Quantitative assessment of natural dangers on the basis of methods of mathematical morphology of a landscape). *Geoekologiya, inzhenernaya geologiya, gidrogeologiya, geokriologiya*. 2005. No. 4. P. 291–297. (in Russ.)
 26. Kozlovskii S.V. and Sheshenya N.L. *Prognozirovaniye geologicheskikh opasnostei i riska ikh proyavlenii, kak sostavnaya chast' prostranstvenno-vremennoi sistemy*. (Forecasting of geological dangers and risk of their manifestations as an integral part of the space-time system). *Izvestiya vysshikh uchebnykh zavedenii. Geologiya i razvedka*. 2010. No. 6. P. 59–61. (in Russ.)
 27. Bondarik G.K., Ierusalimskaya E.N., and Jarg L.A. *Ob'ektivnaya otsenka ustoichivosti geologicheskoi sredy k tekhnogennym vzaimodeystviyam i priemy ee korrektnogo kartografirovaniya*. (Objective assessment of resistance of the geological environment to technogenic interactions and methods of its correct mapping). *Inzhenernaya geologiya*. 2008. No. 4. P. 4–13. (in Russ.)
 28. Molodykh I.I. and Sirotkin D.V. *Zadachi, problemy, perspektivy inzhenerno-geologicheskogo kartografirovaniya i ekologicheskaya bezopasnost' territorii*. (Tasks, problems, prospects of engineering-geological mapping and ecological safety of territories). *Razvedka i okhrana nedr*. 2014. No. 8. P. 40–43. (in Russ.)
 29. Shnyparkov A.L., Koltermann P.K., Seliverstov Yu.G., Sokratov S.A., and Perov V.F. *Selevoi risk na Chernomorskom poberezh'e Kavkaza*. (Mudflow risk on the Black Sea coast of the Caucasus). *Vestnik Moskovskogo universiteta. Ser. 5. Geografiya*. 2013. No. 3. P. 42–48. (in Russ.)
 30. Osipov V.I. *Tekhnogenez i sovremennyye zadachi nauk o Zemle*. (Tekhnogenesis and modern problems of Earth sciences). *Ekologiya i promyshlennost' Rossii*. 2016. Vyp. 20. No. 3. P. 4–12. (in Russ.).
<https://doi.org/10.18412/1816-0395-2016-3-4-12>
 31. Grokhol'skii N.S. *Metodika opredeleniya integral'nogo riska ekzogennykh geologicheskikh protsessov*. (Technique of determination of integrated risk of exogenous geological processes). *Georisk*. 2013. No. 2. P. 46–47. (in Russ.)
 32. Bolysov S.I., Bredikhin A.V., and Eremenko E.A. *Kompleksnaya melkomasshtabnaya otsenka geomorfologicheskoi bezopasnosti Rossii*. (Complex small-scale as-

- assessment of geomorphological safety of Russia). *Vestnik Moskovskogo universiteta. Ser. 5. Geografiya*. 2016. No. 2. P. 3–12. (in Russ.)
33. Azgal'dov G.V. and Raikhman E.P. *O kvalimetrii*. (Qualimetry). M.: Izdatel'stvo standartov. 1973. 172 p. (in Russ.)
34. Kovalev V.V. and Volkova A.N. *Analiz khozyaistvennoi deyatel'nosti predpriyatiya*. (Analysis of economic activity of the enterprise). M.: TK Velbi (Publ.), 2002. 424 p. (in Russ.)
35. Bitukova V.R. and Kirillov P.L. *Metody kompleksnoi otsenki regional'nykh razlichii ekologicheskoi napryazhennosti v Rossii*. (Methods for a complex assessment of regional differences in ecological tension in Russia). *Regional'nye issledovaniya*. 2011. No. 1. P. 56–69. (in Russ.)
36. Bolysov S.I., Bredikhin A.V., and Eremenko E.A. *Podkhody k otsenke geomorfologicheskoi bezopasnosti territorii*. (Approaches to assessment of geomorphological safety of territories). *Voprosy geografii. Sb. 140. Sovremennaya geomorfologiya*. 2015. P. 29–55. (in Russ.)
37. *Ekologicheskaya geomorfologiya. Klyuchevye napravleniya*. (Ecological geomorphology. Key directions). S.I. Bolysov (Ed.). M.: Geograficheskii fakul'tet MGU (Publ.), 2013. 168 p. (in Russ.)
38. Zvorykin K.V. *Geograficheskaya kontseptsiya prirodopol'zovaniya*. (The geographical concept of land-use). *Vestnik Moskovskogo universiteta. Ser. 5. Geografiya*. 1993. No. 3. P. 3–15. (in Russ.)

УДК 551.435.537 (571.56)

РАЗНОВОЗРАСТНЫЕ ДРЕВНИЕ АЛАСЫ НА СЕВЕРО-ВОСТОКЕ РОССИИ

© 2021 г. Е. С. Горбатов^{1,*}, С. Ф. Колесников², С. А. Кузьмина³

¹Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, Москва, Россия

²Московский государственный университет геодезии и картографии (МИИГАиК), Москва, Россия

³Палеонтологический институт им. А.А. Борисяка РАН, Москва, Россия

*E-mail: e.s.gor@mail.ru

Поступила в редакцию 19.11.2019 г.

После доработки 22.02.2020 г.

Принята к публикации 06.10.2020 г.

Термокарстовые озера и образующиеся при их участии особые формы рельефа – аласы, широко распространены на территории Северо-Востока России. Отложения аласного комплекса занимают важное место в составе четвертичных отложений этого региона. Их возраст преимущественно голоценовый, более древние образования встречаются значительно реже. Отложения древнего аласного комплекса (нижний – верхний неоплейстоцен) были изучены нами в разрезах на побережье моря Лаптевых (Ойгосский яр, п-ов Широкостан). Строение толщ разного возраста, относящихся к аласному комплексу, похоже. Их формирование связано с неоднократными эпохами потепления и увлажнения климата, причем наиболее важным явилось увеличение влажности. Протаивание льдистых толщ носило локальный характер и наиболее ярко проявилось в местах скопления воды, где образовывались замкнутые термокарстовые котловины, в которых формировались аласные отложения с многоярусным комплексом псевдоморфоз по полигонально-жильным льдам (ПЖЛ). Полученные результаты позволяют расширить представления о распространении древнего аласного комплекса на территории Северо-Востока России, выявить некоторые его диагностические особенности (наличие таберитов, озерных отложений с комплексом псевдоморфоз по ПЖЛ, увеличение крупности озерных осадков от центра к периферии котловин, большое количества аллохтонного торфа в середине и автохтонного в кровле аласных толщ), наметить пути получения палеогеографической информации из данного типа отложений.

Ключевые слова: Северо-Восток России, четвертичные отложения, ледовый комплекс, аласные отложения, полигонально-жильные льды, псевдоморфозы, структуры облекания

DOI: 10.31857/S0435428121010041

ВВЕДЕНИЕ

Алас – особая форма лимногенного рельефа, характерная для равнин Северо-Востока России. Хотя по геологическим меркам термокарстовые озера отличаются весьма коротким периодом существования [1], они играют огромную роль в формировании рельефа, способствуют биоразнообразию и имеют большое значение в хозяйстве коренных народов Севера. Развитие аласа начинается с протаивания многолетнемерзлой породы и образования термокарстового озера. Это может происходить как в тундре, так и в тайге. Со временем озеро мелеет, на его берегах появляется луговая растительность, происходит образование торфа. В финале все озеро превращается в луговину, что приносит полезное разнообразие в окружающий тундровый или таежный ландшафт.

Достаточно быстро луговая растительность аласов исчезает под натиском зональной, но само

их существование играет важную роль в экосистеме Севера. Сейчас на аласах пасутся домашние лошади и коровы, а в прошлом они поддерживали популяции диких копытных, помогая им пережить неблагоприятные периоды изменений климата.

Аласные отложения нередко встречаются на территории Северо-Востока России. В их состав входят торфяники, палеопочвы; под аласом образуются табериты – протаявшие и уплотненные осадки. Характерная черта строения аласного комплекса – наличие псевдоморфоз по полигонально-жильным льдам (далее ПЖЛ), что в наибольшей степени отличает его от других типов отложений. Большинство авторов считают, что основным фактором термокарстовых процессов послужило повышение температуры и влажности климата. Этот факт обоснован в работах А.А. Григорьева, В.А. Кудрявцева, А.И. Попова, Е.М. Ка-



Рис. 1. Схема расположения изученных обнажений.

1–3 – Этрыканский яр (п-ов Широкостан), 4 – Ойягосский яр (пролив Дм. Лаптева).

тасонова, С.В. Томирдиаро, Т.Н. Каплиной и многих других [2–6]. С повышением количества осадков возникает зона избыточного увлажнения, и на слабодренированной поверхности скапливается вода. Постепенно образуются озера, что вызывает протаивание подстилающих сильнотолстых отложений.

Отложения аласного комплекса очень характерны для Северо-Востока, где были подробно описаны [5–9]. Практически каждый разрез позднеплейстоценового ледового комплекса венчается более или менее мощным голоценовым торфяником, где можно отыскать линзы озерных отложений и прочие признаки аласов.

Сравнительно недавно исследователи стали обращать внимание на более древние отложения аласного комплекса. Они были описаны А.А. Архангеловым [10] в долине реки Б. Чукочьей, Т.Н. Каплиной в разрезах Дуванный яр, Аллаиха, на побережье пролива Дм. Лаптева [11] и в других разрезах Северо-Востока России [7, 8, 11–13]. Как древние, так и голоценовые аласы развивались на ледовом комплексе (наличие в породе подземного льда – необходимое условие образования аласа) во время потепления и увлажнения климата. Горизонты с отложениями аласного комплекса служат признаками термохронов, поэтому нам важно знать диагностические признаки этой структуры. В случае с древними аласными комплексами это не всегда легко сделать. В данной работе мы попытались показать некоторые характерные признаки, по которым аласный комплекс выделяется в разрезе.

Данная статья посвящена описанию нескольких ранее неизученных многоярусных разновоз-

растных разрезов аласного комплекса, расположенных на берегу моря Лаптевых – в проливе Дм. Лаптева (обнажение Ойягосский яр) и на п-ове Широкостан (Этрыканский яр) (рис. 1). Полевые исследования проводились почти полвека назад, отчего работу никак нельзя назвать новой, но, тем не менее, она имеет свою особую ценность. Дело в том, что побережье моря Лаптевых подвержено активной термоабразии. По нашим наблюдениям, проводившимися в 1970-х годах на Ойягосском яре, только за один сильный шторм берег отступал на 5–10 м. За годы, прошедшие со времени первых описаний, отдельные горизонты были уничтожены, другие, наоборот, обнажились, в первую очередь это касается отложений аласного комплекса, залегающих в виде линз различного размера. В меньшей степени изменения затронули характер обнаженности разновозрастных отложений ледового комплекса, хотя и их вид в разрезах изменился со времени первого описания. По данным причинам наиболее древние отложения аласного комплекса, погребенные под осадками куччугуйской свиты, не всегда могут быть обнаружены при посещении разреза.

СТРАТИГРАФИЯ И ГЕОХРОНОЛОГИЯ

За основу стратиграфического выделения толщ нами взята схема О.И. Иванова с изменениями [14]. В настоящее время в региональной схеме выделены новые горизонты и слои [12]. При работе со старыми публикациями следует учитывать, что продолжительность четвертичного периода в последнее время была сильно увеличена [15]. Новые временные границы изменили пред-

ставление о возрасте некоторых горизонтов. Так, олёрская свита, имевшая, согласно региональной схеме, возраст поздний плиоцен – ранний плейстоцен [16], теперь считается ранне-среднео-плейстоценовой.

Определение абсолютного возраста для древних аласов – задача непростая. Активное образование значительной части из изученных доголоценовых аласов связано с последним сильным потеплением в начале позднего плейстоцена (116–128 тыс. л. н.). Очевидно, что в данном случае невозможно опираться на радиоуглеродный метод. К тому же термокарстовые процессы способствуют активным постседиментационным деформациям в толще накопленных отложений, отчего термолюминесцентный и уран-ториевый методы не всегда дают достоверные результаты, в частности, из-за возможности повторного экспонирования осадков. Здесь могла бы быть полезна тефрохронология (основной метод датирования похожих отложений на Аляске и Юконе [17–19]), но в разрезах севера Якутии вулканические пеплы пока не описаны, хотя они известны на Чукотке [8]. Биостратиграфический метод тоже не помогает, так как в отложениях аласного комплекса, в силу тафономических причин, мало остатков млекопитающих.

Итак, в определении возраста древних аласов нам приходится опираться в основном на положение в разрезе и данные климатостратиграфии. Несмотря на кажущуюся ненадежность такого подхода, для древних аласных комплексов его удается применить. Подстилающие отложения обычно охарактеризованы данными по млекопитающим или термолюминесцентными датировками, а перекрывающие нередко входят в диапазон действия радиоуглеродного метода [11]. Ботаническая и энтомологическая характеристика древнего аласного комплекса – а такие отложения обычно богаты органикой – позволяет провести подробную реконструкцию климата и природной обстановки [11, 20, 21].

РАЙОН ИССЛЕДОВАНИЙ И МЕТОДИКА

Полевые работы в 1970-х годах проводились на многокилометровом обнажении Ойягосский яр на побережье пролива Дм. Лаптева и на п-ове Широкостан на побережье моря Лаптевых. Всего изучено три разреза (рис. 1). Этот район замечателен обилием костных остатков мамонтовой фауны и сейчас активно эксплуатируется сборщиками бивней, но научные экспедиции его посещают не слишком часто. В 1980–2000 гг. геологические работы здесь кардинальным образом сократились из-за трудностей с финансированием и логистикой.

В районе развита крайне обедненная растительность севера типичной тундры [22], климат холодный, с частыми туманами. В плейстоцене, в связи с более отдаленным положением береговой линии, климат данной территории не был подвержен влиянию холодного моря, поэтому оценка изменения климата должна производиться с учетом этого обстоятельства [20].

Разрезы Ойягосского яра и Широкостана изучались по методикам 1970-х годов: проводилась детальная зачистка обнажений с целью подробного выяснения условий залегания толщ, литологического, криогенного, посткриогенного строения, отбирались образцы на разные анализы, в первую очередь для спорово-пыльцевого (определения Е.В. Тер-Григорян). Разрезы обязательно изучались по латерали, чтобы проследить распространение слоев, и это позволило провести интересные наблюдения. В начале 2000-х годов наши коллеги [12, 20, 23, 24] расширили спектр применяемых анализов, в разрезе Ойягосский яр древний аласный комплекс был изучен достаточно подробно, получены датировки и данные палеонтологического анализа из разреза на о-ве Б. Ляховский [20, 21, 25].

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

Обнажение Ойягосский яр на берегу моря Лаптевых является стратотипическим. Следует отметить, что с названием, образованным от Ойягосского яра, существует некоторая путаница. В работе В.И. Кайялайнен и Ю.Н. Кулакова 1965 г. [26] ойягосская свита описана как озерно-болотные отложения конца плейстоцена и голоцена. В решениях Международной комиссии по стратиграфии (МСК) 1982 г. [16] выделен ойягосский горизонт как нижний из трех в едомном надгоризонте, соответствующий зырянскому криохрону, что резко противоречит описанию Кайялайнен и Кулакова. Позже название ойягосская свита (объединяющая ойягосский и молотковский горизонты) появилась в современной схеме стратиграфии пролива Дм. Лаптева уже как нижняя из двух свит в составе едомного надгоризонта [12]. В настоящее время принято считать, что Ойягосский яр является стратотипом ойягосской свиты в понимании В.Е. Тумского [12], а не Кайялайнен и Кулакова, хотя последние употребили это название раньше. По правилу приоритета следовало бы принимать ойягосскую свиту в ее первоначальном смысле (отложения термохрона), но такое понимание не прижилось, так как возраст и стратиграфическое положение данного образования оставались непонятными.

Многокилометровое обнажение Ойягосский яр изучалось многими исследователями [12, 20, 23, 27, 28] наиболее активно в последние годы в связи



Рис. 2. Контакт крест-юряхской и куччугуйской свит на о-ве Б. Ляховский около устья реки Зимовье (фото С.А. Кузьминой).



Рис. 3. Разрез плейстоценовых отложений на о-ве Б. Ляховский около устья реки Зимовье. В основании разреза обнажены породы куччугуйской свиты, прослеживается горизонт торфа крест-юряхской свиты (в виде козырька) и выше залегает мощный ледовый комплекс (фото С.А. Кузьминой).

с российско-германской программой “Система моря Лаптевых 2000”. Из древних аласных комплексов в последних публикациях подробно описан только один [20], относящийся к крест-юряхской свите и отражающий условия последнего межледникового (MIS 5).

Отложения крест-юряхской свиты (Q_3^1 kr) изучены достаточно хорошо [12, 14, 20, 23, 28]. Они были встречены на многих участках данного района. Их образование было приурочено к обширным термокарстовым котловинам глубиной до 10–15 м, сформировавшимся в результате вытаивания ПЖЛ в кровле куччугуйского (или быччугийского) горизонта. Процесс термокарста носил явно избирательный характер и максимально проявился на участках наибольшего развития ПЖЛ в нижележащих отложениях, относящихся, по мнению В.Е. Тумского [12], к быччугийской свите.

На о-ве Б. Ляховский в устье реки Зимовье получены датировки для куччугуйской свиты. Самая древняя дата термолюминесцентным методом показала 134 ± 22 тыс. лет (Lya-2) [21].

Горизонт с крупными псевдоморфозами по ПЖЛ (крест-юряхская свита) в разрезе Ойягосский яр Н.Н. Романовским [29] был отнесен к отложениям последнего межледникового еще в 1961 г. Во время экспедиции 1970-х годов эти характерные отложения были отмечены на нескольких участках разреза. Похожий горизонт был позже описан на северном берегу пролива Дм. Лаптева на о-ве Б. Ляховский [21], где оказался выражен даже лучше, чем на материке. На о-ве Б. Ляховский термолюминесцентным методом получены даты 102 ± 16 (Lya-11) и 99 ± 15 (Lya-10) тыс. лет [21].

Крест-юряхская свита представлена темно-серыми алевритами, переполненными органическими остатками: растительный детрит, включая

веточки кустарников, семена, пресноводные моллюски, насекомые, остракоды и другие пресноводные ракообразные. Органического детрита настолько много (особенно по сравнению с нижележащими почти пустыми слоями), что после шторма море покрывается ветками и блестящими надкрыльями жуков. В свите имеются один или два яруса псевдоморфоз. Нижний ярус образует ярко выраженную границу с нижележащими песчаными алевритами куччугуйской свиты (рис. 2). Верхний менее заметен и встречается не везде. На о-ве Б. Ляховский по нашим наблюдениям 1999 г. он распознается по прослою с моллюсками. Выше крест-юряхской свиты залегают отложения ледового комплекса (рис. 3).

Палеонтологическая характеристика крест-юряхских аласов позволяет сделать два вывода. Первый – осадки формировались в условиях относительно теплого озера. На это указывают семена водных растений, включая, по крайней мере, три вида рдестов, водяную сосенку, уруть и водные лютики, а также внушительный комплекс околководных растений, таких как различные виды осок и пушиц, кипрей болотный, ежеголовник северный, сабельник болотный [20]. Из водных беспозвоночных были найдены 16 видов личинок хирономид, 11 видов остракод (ракушковых рачков), 10 видов ветвистоусых рачков, 2 вида жуков плавунцов, три вида жуков водолюбов, а также ряд прибрежных видов жуков и клопов [20].

Второй вывод – условия формирования крест-юряхского аласа были значительно более теплые, чем сейчас. Даже упомянутые выше более виды указывают на более теплый, чем современный, климат, а наземные организмы включают даже ряд видов, более характерных для лесной зоны, чем для тундры. Например, в отложениях крест-

юряхской свиты на Ойягосском яре были найдены муравьи [20], а на Б. Ляховском — комплекс видов жуков стафилинид и латридиид — обитателей лесной подстилки [21]. Лесной растительности там, скорее всего, не было, но южная кустарниковая тундра с высокими кустами (крупные ветки найдены в отложениях) очевидно существовала.

Реконструкции температуры самого теплого месяца для крест-юряхских отложений Ойягосского яра по данным Ф. Кинеста [20], показывают, что она была на 6–10° выше современной. Даже учитывая поправку на большую удаленность от морского побережья в плейстоцене, разница в климате выходит очень значительная.

Более древний аласный комплекс в разрезе Ойягосский яр описывается только по результатам 1970-х годов. Согласно этим наблюдениям, в нижней части разреза Ойягосского яра в виде сводового поднятия залегает сложно построенная толща, в которой отмечены три яруса псевдоморфоз по ПЖЛ (рис. 4). Псевдоморфозы имеют хорошо выраженную клиновидную форму, их тела в нижней части выполнены отдельными кусками торфа и линзами алеврита. На контакте с вмещающими осадками заметны сколы и следы размыва. В верхней части толщи наблюдается чередование тонких прослоев алеврита, тонкозернистого песка, аллохтонного торфа, образующих структуры облекания.

В центральных частях свода отмечены ПЖЛ, имеющие четко выраженную клиновидную форму. Их высота обычно не более 3–5 м, ширина в верхней части — до 2 м. Каждый ярус венчает слой торфа, отражающий субаэральный этап развития территории. Скорее всего, торф был сформирован частично в условиях болота (особенно верхние его горизонты) и не исключено, что он является ископаемой почвой. Это самые древние ПЖЛ Северо-Востока России из описанных в литературе.

В споро-пальцевом спектре нижнего аласа Ойягосского яра преобладает пыльца древесных и кустарниковых растений (до 60%), в которых доминирует пыльца мелколиственных деревьев — березы и ольхи, из травянистых преобладает разнотравье *Superaceae*, из спор — *Sphagnum* (определения Е.В. Тер-Григорян). Состав растительности свидетельствует о климате значительно более теплом, чем современный. По мнению Е.В. Тер-Григорян, это потепление произошло в начале раннего неоплейстоцена, что позволяет отнести данные отложения к серкинской свите $Q_1-Q_2^{1sr}$ (по О.А. Иванову [14]).

Близкие споро-пальцевые спектры приводят П.А. Никольский с коллегами [24]. Эти данные можно сопоставить со спектрами олерской свиты из разрезов на реках Б. Чукочьей и Алазее

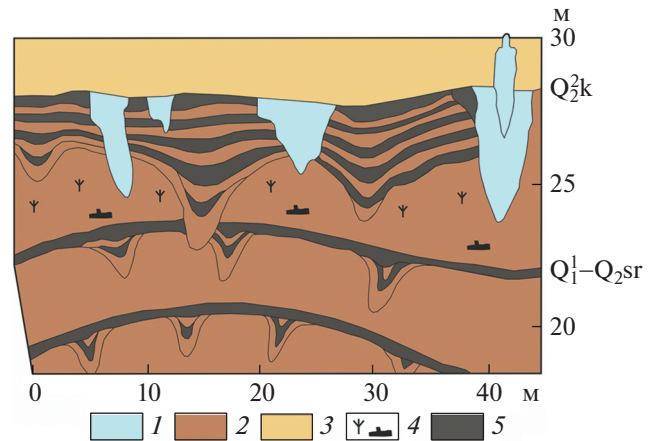


Рис. 4. Фрагмент обнажения Ойягосский яр, где обнаружен аласный комплекс, относящийся, предположительно, к серкинской свите — самый древний из описанных в районе побережья моря Лаптевых.

1 — лед, 2 — алеврит, 3 — песчаный алеврит, 4 — древесные остатки, 5 — торф.

[30, 31]. Нами в 1983 г. был описан горизонт с псевдоморфозами в составе олёрской свиты на реке Алазее, отсюда были извлечены остатки насекомых [32]. К сожалению, сохранность насекомых оказалась плохой, поэтому удалось определить только несколько фрагментов водных жуков. Отложения были переполнены раковинами пресноводных моллюсков.

Возраст олерской свиты по остаткам млекопитающих и палеомагнитным данным [33] определяется как ранний — средний неоплейстоцен. На о-ве Б. Ляховский, в устье реки Зимовье для юкагирской свиты (толща внешне выглядит аналогом олёрской свиты и содержит ярус ПЖЛ), из торфа, перекрывающего жилу, уран-ториевым методом получена дата $200\,900 \pm 3400$ (sample TIMS-Hv) лет [25].

Сейчас трудно понять, насколько точно коррелируются древние аласы, описанные из нижнего горизонта разреза Ойягосский яр, с региональными свитами. Прямых указаний на возраст данной толщи нет, так как характерные крупные или мелкие млекопитающие непосредственно из низов разреза не получены, а подобранные под обрывом кости могли поступать из разных горизонтов. Нам остается принять во внимание сочетание реконструкции климата как относительно теплого и положения в разрезе — ниже другого теплого горизонта (крест-юряхского). Так как в юкагирской свите существенных следов потепления не отмечено, а олёрская свита употребляется преимущественно как региональное подразделение на территории Колымской низменности, наиболее вероятным кандидатом остается серкинская свита, хотя данное определение в доста-

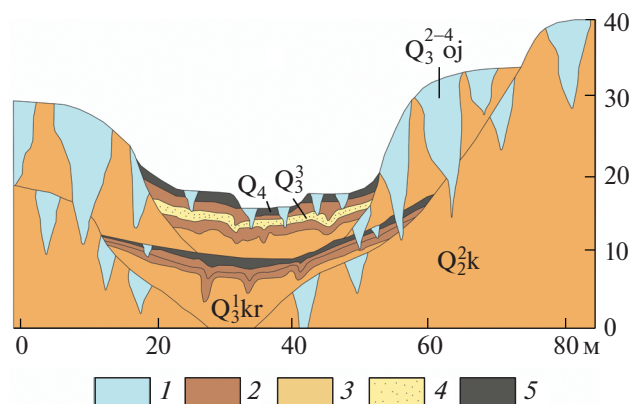


Рис. 5. Строение обнажения Этрыканский яр, где видно многоярусное строение древнего аласного комплекса.

1 – лед, 2 – алеврит, 3 – песчаный алеврит, 4 – песок, 5 – торф.

точной степени условно. Наилучшим решением было бы выделение отдельной свиты, но пока для этого недостаточно оснований. Остается ждать следующего эпизода хорошей обнаженности разреза.

Таким образом, в разрезах побережья пролива Дм. Лаптева по наблюдениям разных лет отмечаются два древних аласных комплекса. Верхний имеет четкую стратиграфическую привязку – он относится к последнему межледниковью (MIS 5). Эти отложения до сих пор хорошо представлены в разрезах и доступны для изучения. Нижний древний аласный комплекс был доступен для изучения только в 1970-х годах, хотя не исключено, что термоабразия вскрыет данную толщу вновь. Ограниченность методов определения абсолютного возраста в то время не позволила получить четкую стратиграфическую привязку нижнего аласного комплекса. Строение же этого комплекса, с горизонтом ПЖЛ в кровле и перекрывающим торфом, позволяет сопоставить его кровлю с юкагирской свитой. Если это так, то в разрезе Ойягосский яр раньше обнажались породы ненамного древнее 200 тысяч лет, образовавшиеся во время термохрона. В таком случае, скорее всего, это был термохрон MIS 7.

Аласный комплекс п-ова Широкостан представлен тремя разновозрастными толщами (рис. 5). Они подробно изучены в нескольких разрезах, два аласных комплекса являются древними и один голоценовым.

Наиболее древний аласный комплекс на Широкостане относится к началу позднего неоплейстоцена (крест-юряхская свита, по О.А. Иванову) [14] (Q_3^1kr). Он хорошо прослеживается во многих обнажениях, морфологически похож на хорошо изученные крест-юряхские отложения в раз-

резах пролива Дм. Лаптева (см. выше), залегает на так же хорошо различимой толще кучугуйской свиты (см. выше) и перекрывается ледовым комплексом. Однако на Широкостане строение древнего аласного комплекса отличается большей мощностью – в некоторых частях разреза озерно-болотные отложения с горизонтами торфа и псевдоморфозами по ПЖЛ достигают 20 м. Местами эта толща разделяется посередине горизонтом с ПЖЛ (рис. 5). В бортах котловин крест-юряхский аласный комплекс перекрывается отложениями ойягосской свиты, имеющими зыряно-сартанский возраст (Q_3^{2-4oj}). В центре котловин оба аласных комплекса накладываются друг на друга, создавая впечатление единой толщи.

Из верхнего ледового комплекса в разрезе около устья реки Зимовье (о-в Б. Ляховский) получена серия радиоуглеродных датировок [21, 23]. Самые древние даты лежат ниже предела временного разрешения метода (их более половины: древнее 52020 (KIA-12542), 54050 ± 3130 (KIA-9889) и другие), несколько датировок вписываются в каргинский интервал ($35680 \pm 400-390$ (KIA-12548), $38080 \pm 2270-1770$ (KIA-25705) и др.) и несколько указывают на сартанский возраст (23920 ± 180 (KIA-41334), 29390 ± 200 (KIA-41336) и др.).

В строении отложений крест-юряхского горизонта на Широкостане выделяются фации глубоководных, мелководных водоемов и субаэральные отложения. Отложения глубоководных фаций прослеживаются в центральных частях котловин, где они представлены глинистым алевритом с тонкими горизонтальными прослоями песчаного алеврита и аллохтонного торфа. Максимальная мощность этой части разреза 5–7 м. По направлению к бортам котловин состав отложений становится более легким, увеличивается доля песчаного материала. В прибрежных частях встречены древесные фрагменты белоствольной березы толщиной до 10–15 см. В центральной части осадки глубоководной фации перекрыты отложениями мелководной с преобладанием опесчаненного алеврита и аллохтонного торфа. Венчают разрез сильнодислоцированные отложения в виде криотурбаций (рис. 6). Формирование их связано с криогенными процессами в деятельном слое, при котором резко возрастают внутренние напряжения, вызывающие конвективное перемещение разных по плотности осадков [34]. Во многих местах этот горизонт перекрыт автохтонным торфом мощностью до 0.5 м.

В спорово-пыльцевых спектрах основания горизонта преобладает пыльца травянисто-кустарничковых растений (до 50%); в них много спор (до 33%) и пыльцы деревьев и кустарников (17%). Преобладает пыльца злаковых (57%) и растений группы разнотравья; также доминируют споры зеленых мхов. Вверх по разрезу быстро увеличи-

вается количество пыльцы древесно-кустарниковых растений, среди которых доминирует пыльца кустарниковой ольхи и берез секций *Albae* и *Nana*, встречается пыльца лиственницы. Данный спектр позволяет предполагать наличие в это время кустарниковой тундры с присутствием древесной березы и лиственницы.

Отложения аласного комплекса отличаются большим набором криогенных и посткриогенных образований. В осадках глубоководной фации наблюдается слоистая криогенная текстура с разреживанием шлиров льда книзу, что свидетельствует об эпигенетическом типе промерзания. В вышележащих осадках криогенная текстура массивная.

Для аласного комплекса характерно наличие сети ПЖЛ и псевдоморфоз по ним. Жильные льды располагаются обычно в краевых частях котловин, перекрытые вышележащими отложениями ойягосской свиты. Ледяные жилы имеют двухъярусное строение. Нижняя их часть – в виде клина высотой до 2 м, в верхней части жилы ступенчато выклиниваются, уменьшаясь по ширине от 1 м до 0.1 м при высоте до 1.5 м. По мере приближения к центру котловин ледяные жилы становятся одноярусными и постепенно исчезают.

Второй горизонт древнего аласного комплекса на Широкостане сопоставляется с хайырской свитой [14], выделенной О.А. Ивановым. Отложения этой свиты выполняли термокарстовые котловины, образовавшиеся в результате вытаивания мощных ПЖЛ в отложениях ойягосской свиты. Принципиально строение хайырского аласного комплекса не отличается от крест-юряхского. Прослеживается закономерная смена фаций снизу вверх и от центра котловины к ее периферии. Отличие заключается лишь в том, что в основании толщи залегают неслоистые алевроиты сизого цвета. Они представляют собой оттаявшие осадки ойягосской свиты и выделяются как таберальные.

Для данной толщи, как и для вышеописанной, характерно наличие большого количества криогенных и посткриогенных образований. Отложения глубоководной фации имеют в основном слоисто-сетчатую криогенную текстуру с разреживанием ледяной решетки книзу, что свидетельствует об эпигенетическом типе промерзания. Но там, где данный тип отложений ложится на сохранившиеся осадки ледового комплекса, можно наблюдать наклонно ориентированные шлиры льда. Причем внизу их больше, что, по-видимому, свидетельствует о промерзании отложений снизу одновременно с осадконакоплением. В верхней части разреза преобладает массивная и атакситовая криотекстуры. Характерной особенностью хайырского аласного комплекса является наличие мощных псевдоморфоз по

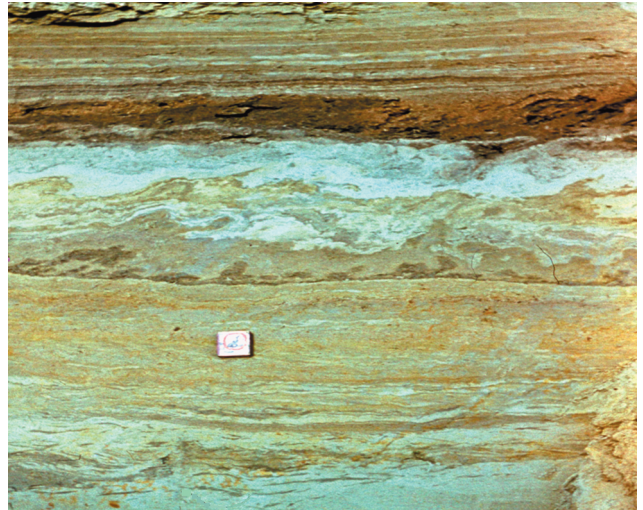


Рис. 6. Криотурбации в верхней части аласного комплекса разреза Этрыканский яр, перекрытые более молодыми озерными отложениями (фото С.Ф. Колесникова).

ПЖЛ, достигающих ширины и высоты 10–15 м. Они пронизывают всю толщу и частично в виде узких клиньев уходят в подстилающие отложения крест-юряхской свиты.

В спорово-пыльцевых спектрах в разных образцах преобладают то пыльца травянисто-кустарниковых растений (до 57%), то древесно-кустарниковых (47%), содержание спор может достигать 45%. Среди пыльцы травянисто-кустарниковых растений доминирует пыльца злаковых, меньше осоковых, разнотравья. В группе деревьев и кустарников преобладает пыльца тундровых кустарников. В составе спор в большом количестве присутствуют споры сфагновых мхов, папоротников. Этот спектр свидетельствует о климате более теплом, чем современный.

Интерпретация возраста двух горизонтов древнего аласного комплекса на Широкостане неоднозначна. Если считать, что низы ойягосской свиты с ПЖЛ непременно относятся к криохрону MIS 4, то горизонт с мощными псевдоморфозами никуда кроме как к MIS 3 отнести нельзя. Между тем достаточно убедительные данные свидетельствуют против того, чтобы рассматривать MIS 3 как серьезный термохрон [35, 36]. В разрезе Мамонтовый Хайта на Быковском п-ове, откуда получен уникальный непрерывный ряд радиоуглеродных датировок, никакого значительного потепления в каргинское время не отмечено, хотя некоторые изменения (небольшое потепление и увеличение влажности, а также неустойчивость обстановки) имели место [36]. Стратотипический для каргинского интервала разрез Молотковский Камень на реке Малый Анюй (оттуда были выделены молотковские слои каргинского времени

[16]) при повторном изучении перестал быть стратотипическим потому, что все даты из молотковских слоев оказались за пределами [35]. На о-ве Б. Ляховский из низов оягосской свиты, откуда были получены за пределами датировки, и из середины разреза, откуда были получены каргинские датировки, споро-пыльцевые комплексы и ископаемые насекомые не показывают следов сильного потепления [37]. Итак, образование мощных псевдоморфоз, которые характерны для хайырской свиты, скорее всего, не могло происходить в каргинское время. Не исключено, что два яруса древнего аласного комплекса на Широкостане были образованы во время MIS 5, но в разные его интервалы. Например, подстадия MIS 5c, отделенная от максимума межледниковья (MIS 5e) холодным интервалом MIS 5d, характеризуется весьма выраженным резким пиком потепления, видимым на кривых и по антарктическому, и по гренландскому кернам льда [38].

ВЫВОДЫ

Древние аласные отложения разного возраста широко представлены в разрезах низменностей Северо-Востока России. Все они несут общие признаки строения: таберальные образования, озерные отложения, толщи торфа, псевдоморфозы по ПЖЛ. Главными причинами формирования аласного комплекса явились потепление и увлажнение климата, что подтверждено результатами палинологического анализа, изучения макроостатков растений и беспозвоночных, включая насекомых и ракообразных. В условиях слабо дренируемой поверхности ледового комплекса это приводило к скоплению воды на ограниченных участках в виде озер, что способствовало локальному вытаяванию ПЖЛ. В процессе развития аласных котловин наблюдались периоды, когда прекращалось осадконакопление, формировался сильно дислоцированный горизонт, осложненный криотурбациями, отражающий субаэральный этап в развитии аласов. Этот горизонт может служить маркером при поиске отложений аласного комплекса в разрезах, где псевдоморфозы не слишком хорошо выражены. Далее происходило промерзание толщи с новым образованием ПЖЛ. При последующем протаивании возникали многоярусные разновозрастные аласные отложения. Для аласных комплексов характерно наследование структуры. Нередко аласные комплексы, как древние, так и голоценовые, концентрируются на территории, где когда-то первый раз произошло протаивание ПЖЛ, отчего образовалась локальная депрессия.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы выражают благодарность С.Д. Разумному за помощь в подготовке некоторых графических материалов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Рассказов А.А., Горбатов Е.С.* Лимногеология и эволюция озерного литогенеза. М.: ИФЗ РАН, 2019. 192 с.
2. *Григорьев А.А.* Об оледенении территории Якутии в четвертичный период // Труды комиссии по изучению четвертичного периода. М.: Наука, 1932. Вып. 1. С. 21–35.
3. *Кудрявцев В.А.* О термокарсте // Вопросы физической географии полярных стран. М.: Наука, 1958. С. 101–106.
4. *Попов А.И.* Вечная мерзлота Западной Сибири. М.: Географгиз, 1953. 230 с.
5. *Катасонов Е.М.* Аласные отложения и таберальные образования // Геология кайнозоя Якутии. 1982. С. 110–121.
6. *Томирдиаро С.В.* Лёссово-ледовая формация Восточной Сибири в плейстоцене и голоцене. М.: Наука, 1980. 183 с.
7. *Каплина Т.Н.* Аласные отложения Северной Якутии // Криосфера Земли. 2009. Т. XIII. № 4. С. 3–17.
8. *Котов А.Н.* Аласный и ледовый комплекс отложений северо-западной Чукотки (побережье Восточно-Сибирского моря) // Криосфера Земли. 1998. Т. 11. № 1. С. 11–18.
9. *Каплина Т.Н., Ложкин А.В.* Возраст аласных отложений Приморской низменности Якутии // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1979. № 2. С. 69–76.
10. *Архангелов А.А.* Подземное оледенение севера Колымской низменности в позднем кайнозое // Проблемы криолитологии. М.: Изд-во МГУ, 1977. Вып. VI. С. 26–58.
11. *Каплина Т.Н.* Древние аласные комплексы Северной Якутии (сообщение 2) // Криосфера Земли. 2011. Т. XV. № 2. С. 20–30.
12. *Тумской В.Е.* Особенности криолитогенеза отложений Северной Якутии в среднем неоплейстоцене – голоцене // Криосфера Земли. 2012. Т. XVI. № 1. С. 10–12.
13. *Архангелов А.А., Кузнецова Т.П., Льянос-Мас А.В.* Криолитогенез аласных отложений (на примере мыса Чукочий) // Проблемы криолитологии. М.: Изд-во МГУ, 1981. Вып. IX. С. 125–139.
14. *Иванов О.А.* Стратиграфия и корреляция неогеновых и четвертичных отложений субарктических равнин Восточной Якутии // Проблемы изучения четвертичного периода. М.: Наука, 1972. С. 202–211.
15. *Gibbard P.L. and Head M.J.* The newly-ratified definition of the Quaternary System / Period and redefinition of the Pleistocene Series / Epoch, and comparison of proposals advanced prior to formal ratification. Episodes. 2010. No. 33. P. 152–158.

16. *Шер А.В., Каплина Т.Н., Овандер М.Г.* Унифицированная региональная стратиграфическая схема четвертичных отложений Яно-Колымской низменности и ее горного обрамления. Объяснительная записка / Гл. ред. Н.А. Шило // Решения Межвед. стратиграфического совещ. по четвертич. системе Востока СССР (Магадан, 1982 г.). Объяснительные записки к региональным стратиграфическим схемам, Магадан, СВ КНИИ ДВО АН СССР, 1987. С. 29–69.
17. *Westgate J.A.G., Pearce W., Preece S.J., Schweger C.E., Morlan R.E., Pearce N.J.G., and Perkins. T.W.* Tephrochronology, magnetostratigraphy and mammalian faunas of Middle and Early Pleistocene sediments at two sites on the Old Crow River, northern Yukon Territory. *Canada Quaternary Research*. 2013. No. 79. P. 75–85.
18. *Froese D.G., Lowe D.J., Knott J.R., and Slate J.L.* Global tephra studies: John Westgate and Andrei Sarna-Wojcicki commemorative volume. *Quaternary International*. 2008. No. 178. P. 1–3.
19. *Jensen B.J.L., Preece S.J., Lamothe, M., Pearce N.J.G., Froese D.G., Westgate J.A., Schaefer J., and Beget J.* The Variegated (VT) tephra: a new regional marker for middle to late Marine Isotope Stage 5 across Yukon and Alaska. *Quaternary International*. 2011. No. 246. P. 312–323.
20. *Kienast F., Wetterich S., Kuzmina S., Schirrmeyer L., Andreev A., Tarasov P., Nazarova L., Kossler A., Frolova L., and Kunitsky V.* Paleontological records indicate the occurrence of open woodlands in a dry inland climate at the present-day Arctic coast in western Beringia during the Last Interglacial. *Quaternary Science Reviews*. 2011. Vol. 30. No. 17–18. P. 2134–2159.
21. *Andreev A.A., Grosse G., Schirrmeyer L., Kuzmina S.A., Novenko E.Yu., Bobrov A.A., Tarasov P.E., Ilyashuk B.P., Kuznetsova T.V., Krbetschek M., Meyer H., and Kunitsky V.* Late Saalian and Eemian palaeoenvironmental history of the Bol'shoy Lyakhovsky Island (Laptev Sea region, Arctic Siberia). *Boreas*. 2004. No. 33. P. 319–348.
22. *Чернов Ю.И.* Жизнь тундры. М.: Мысль, 1980. 236 с.
23. *Wetterich S., Schirrmeyer L., and Andreev A.A.* Eemian and Late Glacial / Holocene palaeoenvironmental records from permafrost sequences at the Dmitri Laptev Strait // *Palaeoclimatol., Palaeoecol.* 2009. Vol. 279. No. 1–2. P. 73–95.
24. *Никольский П.А., Басилян А.Э., Симакова А.Н.* Новые данные по стратиграфии верхнекайнозойских отложений в районе мыса Святой Нос // Ландшафтно-климатические изменения, животный мир и человек в позднем плейстоцене и голоцене. М.: Ин-т географии РАН, 1999. С. 51–60.
25. *Schirrmeyer L., Oezen D., and Geyh M.A.* 230Th/U dating of frozen peat, Bol'shoy Lyakhovsky Island (North Siberia). *Quaternary Research*. 2002. Vol. 57. P. 253–258.
26. *Кайялайнен В.И., Кулаков Ю.Н.* Основные черты истории геологического развития Яно-Индибирской (Приморской) низменности в неоген-четвертичное время // Тр. НИИГА. М.: Недра, 1965. 143 с.
27. *Архангелов А.А., Михалёв Д.В., Николаев В.И.* Реконструкция условий формирования многолетней мерзлоты и палеоклимата Северной Евразии // Развитие областей многолетней мерзлоты и перигляциальной зоны Северной Евразии и условия расселения древнего человека. М.: Ин-т географии РАН, 1996. С. 85–109.
28. *Kienast F., Tarasov P., and Schirrmeyer L.* Continental climate in the East Siberian Arctic during the last interglacial: implications from paleobotanical records. *Global and Planet. Change*. 2008. Vol. 60. No. 3–4. P. 535–562.
29. *Романовский Н.Н.* О строении Яно-Индибирской приморской аллювиальной равнины и условиях ее формирования // Мерзлотные исследования. 1961. Вып. 2. С. 129–138.
30. *Шер А.В.* Млекопитающие и стратиграфия плейстоцена крайнего Северо-Востока СССР и Северной Америки. М.: Наука, 1971. 310 с.
31. *Каплина Т.Н., Лахтина О.В., Рыбакова Н.О.* Кайнозойские отложения среднего течения р. Алазеи (Колымская низменность) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1981. № 8. С. 51–63.
32. *Кузьмина С.А.* Позднекайнозойские насекомые бассейна р. Алазеи (Колымская низменность) // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1989. Т. 64. № 4. С. 42–55.
33. *Sher A.V.* A brief overview of the Late-Cenozoic history of the Western Beringian lowlands. In: *M.E. Edwards, A.V. Sher, R.D. Guthrie* (Eds). *Terrestrial paleoenvironmental studies in Beringia*, Fairbanks, University of Alaska Museum. 1997. P. 3–6.
34. *Костяев А.Г.* О происхождении клиновидных и складчатых деформаций слоев в четвертичных отложениях // Проблемы палеогеографии и морфогенеза в полярных странах и высокогорье. М.: Изд-во МГУ, 1964. С. 131–164.
35. *Sher A.V. and Plakht I.R.* Radiocarbon dating and problems of the Pleistocene stratigraphy in lowlands of the Northeast USSR. *International Geology Review*. 1988. No. 30(8). P. 853–867.
36. *Sher A.V., Kuzmina S.A., Kuznetsova T.V., and Sulerzhitsky L.D.* New insights into the Weichselian environment and climate of the Eastern-Siberian Arctic, derived from fossil insects, plants, and mammals. *Quaternary Science Reviews*. 2005. No. 24. P. 533–569.
37. *Andreev A.A., Grosse G., Schirrmeyer L., Kuznetsova T.V., Kuzmina S.A., Bobrov A.A., Tarasov P.E., Novenko E.Y., Meyer H., Derevyagin A.Y., Kienast F., Bryantseva A., and Kunitsky V.V.* Weichselian and Holocene palaeoenvironmental history of the Bol'shoy Lyakhovsky Island, New Siberian Archipelago, Arctic Siberia. *Boreas*. 2009. No. 38(1). P. 72–110.
38. *Andersen K.K., Azuma N., Barnola J.M. et al.* North Greenland Ice Core Project members. High-resolution record of Northern Hemisphere climate extending into the last interglacial period. *Nature*. 2004. No. 431. P. 147–151.

Different-age ancient alases of the North-East of Russia

E. S. Gorbatov^{a, #}, S. F. Kolesnikov^b, and S. A. Kuzmina^c

^a*Schmidt Institute of Physics of the Earth of the RAS (IPE RAS), Moscow, Russia*

^b*Moscow State University of Geodesy and Cartography (MIIGAiK), Moscow, Russia*

^c*Borissiak Paleontological Institute of the RAS, Moscow, Russia*

[#]*E-mail: e.s.gor@mail.ru*

Thermokarst lakes and alases are widespread in the North-East of Russia. These structures are part of Quaternary deposit of the region and mostly of Holocene age. The alas complex of the older age is less common. Here we present the study of alas complex sections as old as Lower – Upper Neopleistocene from the Laptev Sea coast (Oyagoss yar, Shirokostan peninsula). The principal composition of these structures of different ages is quite similar. Their formation is correlated with warm intervals when the moisture content increased. Melting of the ice-rich sediment took place locally. Accumulation of the melted water increased the melting and lead to formation of separated thermokarst depressions where succession of the lake-bog-soil sediments with ice-wedge casts (pseudomorphosis) began to accumulate. Current research expands the knowledge about distribution of the alas complex in the north-eastern Russia, allows to recognize its features (the presence of tabers, lacustrine sediments with a complex of pseudomorphs along the ice wedge, the increase in grain size of lacustrine sediments from the center to the periphery of the basins, a large number of values of allochthonous peat in the middle and autochthonous in the top of alas strata), and suggests how to extract paleogeographic information from this type of deposit.

Keywords: North-East of Russia, Quaternary deposits, Ice complex, Alas deposits, wedge polygonal ice, ice wedge casts, draping structure

ACKNOWLEDGEMENTS

Authors thank S.D. Razumnyy for his help in some illustration editing.

REFERENCES

- Rasskazov A.A. and Gorbatov E.S. *Limnogeologiya i evolyutsiya ozernogo litogeneza*. (Limnogeology and evolution of lacustrine lithogenesis). M.: IFZ RAN (Publ.), 2019. 192 p. (in Russ.)
- Grigoriev A.A. *Ob oledenenii territorii Yakutii v chetvertichnyi period*. (On glaciation of Yakutia in the Quaternary period). *Trudy komissii po izucheniyu chetvertichnogo perioda*. M.: Nauka (Publ.), 1932. Vyp. 1. P. 21–35. (in Russ.)
- Kudryavtsev V.A. *O termokarste*. (On thermokarst). *Voprosy fizicheskoi geografii polyarnykh stran*. M.: Nauka (Publ.), 1958. P. 101–106. (in Russ.)
- Popov A.I. *Vechnaya merzlota Zapadnoi Sibiri*. (Permafrost of West Siberia). M.: Geografiz (Publ.), 1953. 230 p. (in Russ.)
- Katasonov E.M. *Alasnye otlozheniya i taberal'nye obrazovaniya*. (Alas deposits and taberal formations). *Geologiya kainozoya Yakutii*. 1982. P. 110–121. (in Russ.)
- Tomirdiaro S.V. *Lessovo-ledovaya formatsiya Vostochnoi Sibiri v pleistotsene i golotsene*. (Loess-ice formation in East Siberia during the Late Pleistocene and Holocene). M.: Nauka (Publ.), 1980. 183 p. (in Russ.)
- Kaplina T.N. *Alasnye otlozheniya Severnoi Yakutii*. (Alas deposits the Northern Yakutia). *Kriosfera Zemli*. 2009. Vol. XIII. No. 4. P. 3–17. (in Russ.)
- Kotov A.N. *Alasnyi i ledovyi kompleks otlozhenii severozapadnoi Chukotki (poberezh'e Vostochno-Sibirskogo morya)*. (Alas and ice complex deposits Northwest of Chukotka (Coast of the East Siberian Sea)). *Kriosfera Zemli*. 1998. Vol. 11. No. 1. P. 11–18. (in Russ.)
- Kaplina T.N. and Lozhkin A.V. *Vozrast alasnykh otlozhenii Primorskoj nizmennosti Yakutii*. (Age of alas deposits of the Coastal Lowland of Yakutia). *Izv. AN SSSR. Seriya Geologicheskaya*. 1979. No. 2. P. 69–76. (in Russ.)
- Archangelov A.A. *Podzemnoe oledenenie severa Kolymskoi nizmennosti v pozdnem kainozoe* (Underground glaciation of the northern Kolyma Lowland in the Late Cenozoic). *Problemy kriolitologii*. M.: MGU (Publ.), 1977. Vyp. VI. P. 26–58. (in Russ.)
- Kaplina T.N. *Drevnie alasnye komplekсы Severnoi Yakutii (soobshchenie 2)*. (Ancient alas complexes North Yakutia (message 2)). *Kriosfera Zemli*. 2011. Vol. XV. No. 2. P. 20–30. (in Russ.)
- Tumskoi V.E. *Osobennosti kriolitogeneza otlozhenii Severnoi Yakutii v srednem neopleistotsene – golotsene*. (Cryolithogenesis Features of sediment North Yakutia Middle Neopleistocene-Holocene). *Kriosfera Zemli*. 2012. Vol. XVI. No. 1. P. 12–10. (in Russ.)
- Archangelov A.A., Kuznetsova T.C., and Lyanosmas A.V. *Kriolitogenez alasnykh otlozhenii (na primere mysa Chukoch'ii)*. (Cryolithogenesis alas deposits (on the example of Cape Chukochii)). *Problemy kriolitologii*. Vyp. IX. M.: MGU (Publ.), 1981. P. 125–139. (in Russ.)
- Ivanov O.A. *Stratigrafiya i korrelyatsiya neogenovykh i chetvertichnykh otlozhenii subarktickikh ravnin Vostochnoi Yakutii*. (Stratigraphy and correlation of Neogene and Quaternary sediments sub-Arctic plains Eastern Yakutia). *Problemy izucheniya chetvertichnogo perioda*. M.: Nauka (Publ.), 1972. P. 202–211. (in Russ.)
- Gibbard P.L. and Head M.J. The newly-ratified definition of the Quaternary System. Period and redefinition of the Pleistocene Series. Epoch, and comparison of proposals advanced prior to formal ratification. *Episodes*. 2010. No. 33. P. 152–158.
- Sher A.V., Kaplina T.N., and Ovander M.G. *Unifitsirovannaya regional'naya stratigraficheskaya skhema chetvertichnykh otlozhenii Yano-Kolymskoi nizmennosti i ee*

- gornogo obramleniya. *Ob'yasnitel'naya zapiska* (Unified Regional Stratigraphic Chart for the Quaternary deposits in the Yana-Kolyma Lowland and its mountainous surroundings. Explanatory Note). *Resheniya Mezhdomstvennogo stratigraficheskogo soveshchaniya po chetvertichnoi sisteme Vostoka SSSR (Magadan, 1982 g.)*. *Ob'yasnitel'nye zapiski k regional'nym stratigraficheskim skhemam*. N.A. Shilo (Ed.). Magadan: SV KNII DVO AN SSSR (Publ.), 1987. P. 29–69. (in Russ.)
17. Westgate J.A.G., Pearce W., Preece S.J., Schweger C.E., Morlan R.E., Pearce N.J.G., and Perkins T.W. Tephrochronology, magnetostratigraphy and mammalian faunas of Middle and Early Pleistocene sediments at two sites on the Old Crow River, northern Yukon Territory. *Canada Quaternary Research*. 2013. No. 79. P. 75–85.
 18. Froese D.G., Lowe D.J., Knott J.R., and Slate J.L. Global tephra studies: John Westgate and Andrei Sarina-Wojcicki commemorative volume. *Quaternary International*. 2008. No. 178. P. 1–3.
 19. Jensen B.J.L., Preece S.J., Lamothé M., Pearce N.J.G., Froese D.G., Westgate J.A., Schaefer J., and Beget J. The Variegated (VT) tephra: a new regional marker for middle to late Marine Isotope Stage 5 across Yukon and Alaska. *Quaternary International*. 2011. No. 246. P. 312–323.
 20. Kienast F., Wetterich S., Kuzmina S., Schirmermeister L., Andreev A., Tarasov P., Nazarova L., Kossler A., Frolova L., and Kunitsky V. Paleontological records indicate the occurrence of open woodlands in a dry inland climate at the present-day Arctic coast in western Beringia during the Last Interglacial. *Quaternary Science Reviews*. 2011. Vol. 30. No. 17–18. P. 2134–2159.
 21. Andreev A.A., Grosse G., Schirmermeister L., Kuzmina S.A., Novenko E.Yu., Bobrov A.A., Tarasov P.E., Ilyashuk B.P., Kuznetsova T.V., Krbetschek M., Meyer H., and Kunitsky V. Late Saalian and Eemian palaeoenvironmental history of the Bol'shoy Lyakhovsky Island (Laptev Sea region, Arctic Siberia). *Boreas*. 2004. No. 33. P. 319–348.
 22. Chernov Yu.I. *Zhizn' tundry*. (Life of the tundra). M.: Mysl (Publ.), 1980. 236 p. (in Russ.)
 23. Wetterich S., Schirmermeister L., and Andreev A.A. Eemian and Late Glacial. Holocene palaeoenvironmental records from permafrost sequences at the Dmitri Laptev Strait. *Palaeoclimatol., Palaeoecol.* 2009. Vol. 279. No. 1–2. P. 73–95.
 24. Nikol'skiy P.A., Basilyan A.E., and Simakova A.N. *Novye dannye po stratigrafii verkhnekainozoiskikh otlozhenii v raione mysy Svyatoi Nos*. (New data on stratigraphy Late Cenozoic sediments near Cape Svyatoi Nos). *Landshaftno-klimaticheskie izmeneniya, zhivotnyi mir i chelovek v pozdnem pleistotsene i golotsene*. M.: In-t geografii RAN (Publ.), 1999. P. 51–60. (in Russ.)
 25. Schirmermeister L., Oezen D., and Geyh M.A. 230Th/U dating of frozen peat, Bol'shoy Lyakhovsky Island (North Siberia). *Quaternary Research*. 2002. Vol. 57. P. 253–258.
 26. Kaiyalaynen V.I., Kulakov, and Yu. N. *Osnovnye cherty istorii geologicheskogo razvitiya Yano-Indigirskoi (Primorskoi) nizmennosti v neogen-chetvertichnoe vremya*. (Main features of the history of geological development of Yana-Indigirka Lowland in the Neoge-Quaternary). *Trudy NIIGA*. M.: Nedra (Publ.), 1965. 143 p. (in Russ.)
 27. Archangelov A.A., Mikhalev D.V., and Nikolaev V.I. *Rekonstruktsiya uslovii formirovaniya mnogoletnei merzloty i paleoklimata Severnoi Evrazii*. (Reconstruction of conditions of formation of permafrost and paleoclimate of Northern Eurasia). *Razvitie oblastei mnogoletnei merzloty i periglyatsional'noi zony Severnoi Evrazii i usloviya rasseleniya drevnego cheloveka*. M.: Institut geografii (Publ.), 1996. P. 85–109. (in Russ.)
 28. Kienast F., Tarasov P., and Schirmermeister L. Continental climate in the East Siberian Arctic during the last interglacial: implications from paleobotanical records. *Global and Planet. Change*. 2008. Vol. 60. No. 3–4. P. 535–562.
 29. Romanovskii N.N. *O stroenii Yano-Indigirskoi primorskoi allyuvial'noi ravniny i usloviyakh ee formirovaniya*. (On the structure of the alluvial plain in the Yana-Indigirka coastal lowlands and the conditions of its formation). *Merzlotnye issledovaniya*. M.: MGU (Publ.), 1961. Vyp. 2. P. 129–138. (in Russ.)
 30. Sher A.V. *Mlekopitayushchie i stratigrafiya pleistotsena Krainego Severo-Vostoka SSSR i Severnoi Ameriki*. (Mammals and stratigraphy of the Pleistocene of the extreme Northeast of the USSR and North America). M.: Nauka (Publ.), 1971. 310 p. (in Russ.)
 31. Kaplina T.N., Lahtina O.V., and Rybakova N.O. *Kainozoiskie otlozheniya srednego techeniya r. Alazei (Kolymskaya nizmennost')*. (Cenozoic deposits of the middle stream of r. Alazei (Kolyma Lowland)). *Izv. An SSSR. Seriya geologicheskaya*. 1981. No. 8. P. 51–63. (in Russ.)
 32. Kuzmina S.A. *Pozdnekainozoiskie nasekomye basseina r. Alazei (Kolymskaya nizmennost')*. (Late Pleistocene insects from the Alazea river (Kolyma Lowland)). *Bulleten' MOIP. Otdel geologicheskii*. 1989. No. 64 (4). P. 42–55. (in Russ.)
 33. Sher A.V. A brief overview of the Late-Cenozoic history of the Western Beringian lowlands. In: M.E. Edwards, A.V. Sher, R.D. Guthrie, (Eds). *Terrestrial paleoenvironmental studies in Beringia, Fairbanks, University of Alaska Museum*. 1997. P. 3–6.
 34. Kostyaev A.G. *O proiskhozhdenii klinovidnykh i skladchatykh deformatsii sloev v chetvertichnykh otlozheniyakh*. (About the origin of the wedge-shaped and folded deformation of layers in Quaternary sediments). *Problemy paleogeografii i morfogeneza v polyarnykh stranakh i vysokogor'e*. M.: Izd-vo MGU (Publ.), 1964. P. 131–164. (in Russ.)
 35. Sher A.V. and Plakht I.R. Radiocarbon dating and problems of the Pleistocene stratigraphy in lowlands of the Northeast USSR. *International Geology Review*. 1988. No. 30(8). P. 853–867.
 36. Sher A.V., Kuzmina S.A., Kuznetsova T.V., and Sulerzhitsky L.D. New insights into the Weichselian environment and climate of the Eastern-Siberian Arctic, derived from fossil insects, plants, and mammals. *Quaternary Science Reviews*. 2005. No. 24. P. 533–569.
 37. Andreev A.A., Grosse G., Schirmermeister L., Kuznetsova T.V., Kuzmina S.A., Bobrov A.A., Tarasov P.E., Novenko E.Y., Meyer H., Derevyagin A.Y., Kienast F., Bryantseva A., and Kunitsky V.V. Weichselian and Holocene palaeoenvironmental history of the Bol'shoy Lyakhovsky Island, New Siberian Archipelago, Arctic Siberia. *Boreas*. 2009. No. 38(1). P. 72–110.
 38. Andersen K.K., Azuma N., Barnola J.M. et al. North Greenland Ice Core Project members. High-resolution record of Northern Hemisphere climate extending into the last interglacial period. *Nature*. 2004. No. 431. P. 147–151.

УДК 551.435.727 (470.26)

КОТЛОВИНЫ ВЫДУВАНИЯ НА МОРСКОМ БЕРЕГУ КУРШСКОЙ И ВИСЛИНСКОЙ КОС (НА РОССИЙСКОЙ ТЕРРИТОРИИ)

© 2021 г. К. В. Карманов^{1,*}, Е. М. Бурнашов^{1,**}

¹ Государственное бюджетное учреждение Калининградской области “Балтберегозащита”, Светлогорск, Россия

*E-mail: konstantin.karmanoff@yandex.ru

**E-mail: burnashov_neo@mail.ru

Поступила в редакцию 23.12.2019 г.

После доработки 06.03.2020 г.

Принята к публикации 06.10.2020 г.

Куршская и Вислинская косы (Балтийское море, Калининградская область) образовались и развивались в схожих природно-климатических условиях, но дефляционные процессы на их морских берегах идут с разной интенсивностью, а формы дефляционного рельефа, совпадая по типам, различаются по количественным показателям. С целью определения и сравнения количественных и качественных характеристик дефляционных котловин на морских береговых дюнах Куршской и Вислинской кос (геоморфологически схожих, но имеющих разный природоохранный статус) были выполнены полевые работы. В 2019 г. на 25 км российской части Вислинской косы зафиксировано 330 котловин, что составляет в среднем 13.8 на 1 км; на дюнах Куршской косы в 2016 г. — 333 котловины на 49 км или в среднем 7.1 на 1 км. Двукратное преобладание на Вислинской косе связано с отсутствием регулирования туристической деятельности, в отличие от Куршской косы, имеющей статус особо охраняемой природной территории. Сравнительный анализ котловин Куршской и Вислинской кос показал, что тенденция развития дефляционных процессов определяется природно-климатическими условиями, а антропогенная деятельность влияет на интенсивность протекания дефляции.

Ключевые слова: береговые дюны, дефляция, дефляционные котловины, Балтийское море

DOI: 10.31857/S0435428121010053

ВВЕДЕНИЕ

Самыми крупными береговыми аккумулятивными формами на побережье Балтийского моря являются Куршская и Вислинская косы с образованиями типа пересыпей, которые сформировались во время литориновой трансгрессии [1].

Протяженность Куршской косы составляет 98 км, в пределах Калининградской области — 49 км, в том числе в границах Национального парка “Куршская коса” — 47 км. Протяженность Вислинской косы составляет 60 км. Северо-восточная часть косы протяженностью 25 км расположена в пределах Калининградской области и носит название Балтийская коса [2–4].

На каждой из кос за морским пляжем располагаются береговые дюны. Береговые дюны могут быть представлены авандюной, приуроченной к зоне современной эоловой аккумуляции и формируемой из песка, сдуваемого с пляжа, и дюнным валом — мощной песчаной грядой, сформированной на Куршской косе большей частью искусственно, а на Вислинской косе за счет эолово-дефляционных факторов, либо только дюнным

валом на участках берега с дефицитом песчаных наносов [1, 5–7]. В настоящее время дюнный вал уже не является сплошным, он изрезан дефляционными котловинами.

Изучение дефляционных процессов на песчаных берегах имеет важное значение для определения образуемых ими форм рельефа и причин их возникновения. В научной литературе упоминается лишь 2–4 типа дефляционных котловин [8–11]. Однако многообразие их форм и типов на Куршской и Вислинской косах намного больше. Изучение котловин и сравнительный анализ на обеих косах позволит определить закономерности их формирования (размеров и других параметров), а также выработать рекомендации по восстановлению береговых дюн.

Обе косы развивались на протяжении нескольких тысячелетий в схожих климатических условиях. Это позволяет ожидать, что дефляционные формы рельефа на поверхности морских береговых дюн будут иметь схожие очертания и параметры для той части дефляционных форм, которые независимо от причины возникновения

(нарушения, внесенные человеком) развивались естественным путем [10, 12]. Поскольку для обеих кос действует различный режим туристического посещения, безусловно, ожидается разница, связанная именно с рекреационной составляющей.

В данной работе представлен результат сравнительного анализа дефляционных форм рельефа (котловин выдувания) морских береговых дюн Куршской и Вислинской кос в пределах Калининградской области.

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЯ

Местоположение дефляционных котловин определялось визуально по спутниковым снимкам 2014, 2017 и 2018 г. ресурса Google Earth. Котловины маркируются тенью на дюнах и участками без растительности. Для определения точного количества дефляционных котловин в ходе полевых работ 2016 и 2019 г. на Куршской и Вислинской косах были уточнены координаты установленных котловин и определены координаты новых.

На каждой дефляционной котловине был осуществлен комплекс работ, состоящий из четырех основных этапов, а именно:

- определение географических координат котловины;
- определение положения котловины в пределах элементов береговых дюн;
- измерение морфометрических параметров котловины;
- фотографирование дефляционных котловин.

Положение дефляционной котловины определялось на таких элементах дюн как морской склон, вершина, тыльный склон. Были выделены следующие варианты расположения: только на морском склоне; только на вершине; только на тыльном склоне; на морском склоне и вершине; на вершине и тыльном склоне; в пределах всех элементов. Измерялась максимальная глубина котловины, длина (протяженность длинной оси котловины) и ширина (протяженность вдоль короткой оси котловины в нижней и верхней частях). Фотографирование выполнялось с целью создания фотоархива дефляционных котловин Куршской и Вислинской кос. Котловины, имеющие небольшой размер и занимающие один элемент береговой дюн, фотографировались с четырех сторон света в направлении к центру котловины. Котловины, расположенные на нескольких элементах, фотографировались также с пляжа, либо вдоль длинной оси вытянутых котловин [13].

Определение типов котловин выполнялось в соответствии с классификацией, представленной в табл. 1.

КЛАССИФИКАЦИЯ ДЕФЛЯЦИОННЫХ КОТЛОВИН ВИСЛИНСКОЙ КОСЫ

В ходе проведенного анализа 330 котловин, выявленных в результате полевых обследований морских береговых дюн российской части Вислинской косы в 2019 г., и распределения котловин по их типам в соответствии с авторской классификацией получены следующие результаты.

На береговых дюнах котловины выдувания чаще всего занимают вершину и фронтальный склон, образуя полусквозные формы (40.1%). На поверхности дюн располагаются 32.1% всех котловин, в пределах фронтального склона – 12.8%. Меньше всего встречается сквозных, полусквозных тыльных и тыльных, что говорит о преобладании в районе Вислинской косы ветров, дующих с моря (западных румбов) или вдоль косы (северных или южных румбов) (табл. 2).

На Вислинской косе чаще всего встречаются диагонально ориентированные относительно к береговой линии котловины (68.5%). Реже встречаются параллельные (7.6%) и округлые (9.8%) котловины; перпендикулярно вытянуты 14.1% (табл. 2). Такое распределение говорит о разнонаправленном воздействии ветров, дующих как со стороны моря, так и вдоль Куршской косы, в зависимости от сезона года. Преобладание перпендикулярных котловин над продольными почти в 2 раза имеет исключительно антропогенный характер, связанный с большим количеством выходов, протоптанных отдыхающими к морю через береговые дюны.

В пределах российской части Вислинской косы почти половина всех дефляционных котловин имеет овальную форму (46.2%). Среди остальных преобладают спрямленные (19.0%); округлых всего 9.8%, а изогнутых – 11.3% (табл. 2). Появление изогнутых обычно связано с густой кустарниковой растительностью участков, которые менее подвержены выдуванию, чем незакрепленные. Ветер в котловине огибает препятствия, формируя изгибы (крючки, полумесяцы и др.).

Распределение горловинных котловин показало, что сужающихся (13.1%) намного больше, чем расширяющихся (0.6%). Так как все они встречаются в основном на морском склоне и на ее вершинах, преобладание сужающихся котловин над расширяющимися скорее всего также связано с антропогенным влиянием. Туристы, выходя по узким тропам к вершине дюн, спускаются к морю и возвращаются по фронтальному склону, провоцируя его осыпание и образуя в основании береговых дюн широкий проход, а в верхней части – узкий. По форме поперечного профиля на Вислинской косе корытообразные котловины (79.5%) преобладают над V-образными (20.5%) (табл. 2).

Таблица 1. Таблица типов дефляционных котловин

Классификация	Тип котловины	Краткое описание типа
1. По расположению на береговых дюнах	1.1. Фронтальные	Располагаются на морском склоне
	1.2. Поверхностные	Располагаются на поверхности (вершине)
	1.3. Тыльные	Располагаются со стороны тыльного склона
	1.4. Полусквозные фронтальные	Располагаются на морском склоне и вершине
	1.5. Полусквозные тыльные	Располагаются на вершине и тыльном склоне
	1.6. Сквозные	Располагается на всех элементах
2. По расположению относительно береговой линии моря	2.1. Параллельные	Длинная ось параллельна морю
	2.2. Перпендикулярные	Длинная ось перпендикулярна морю
	2.3. Диагональные	Длинная ось находится под углом в пределах 10–80°, либо 100–170° к береговой линии
3. По форме в плане	2.4. Округлые	Котловина имеет округлую форму
	3.1. Округлые	Длина не превышает ширину более чем на 10%
	3.2. Овальные	Длина превышает ширину более чем на 10%
	3.3. Горловинные расширяющиеся	Котловина расширяется в направлении от моря к суше
	3.4. Горловинные сужающиеся	Котловина сужается в направлении от моря к суше
	3.5. Спрявленные	Овальная котловина с одинаковой шириной по всей длине
4. По форме поперечного профиля	3.6. Изогнутые	Длинная ось котловины изогнута
	4.1. V-образная	Боковые склоны котловины имеют угол $\geq 30^\circ$ при этом высота котловины больше ее ширины в нижней части
5. По размеру, в зависимости от объема	4.2. Корытообразные (пологие)	Боковые склоны котловины имеют угол $< 30^\circ$
	5.1. Малые	Объем котловины $\leq 100 \text{ м}^3$
	5.2. Средние	$100 \text{ м}^3 \leq \text{Объем котловины} \leq 1000 \text{ м}^3$
	5.3. Крупные	$1000 \text{ м}^3 \leq \text{Объем котловины} < 10000 \text{ м}^3$
	5.4. Очень крупные	Объем котловины $> 10\,000 \text{ м}^3$

Как показывают многолетние наблюдения, увеличение V-образных котловин приводит к их переформированию в корытообразные, так как высота дюн обычно ограничивается 10–15 м, а их ширина и протяженность много больше. Со временем высота котловины становится меньше ширины ее основания и приобретает форму пологого корыта.

Учитывая результаты измерений всех 330 котловин выдувания и оценки их объема установлено, что наиболее приемлемым оказалось распределение размерности (крупности) котловин по универсальной условной системе в зависимости от объема котловины с шагом, кратным 10.

Малых дефляционных котловин, объем которых не превышал 100 м^3 , встретилось больше всего – 42.5%. На втором месте котловины среднего размера (от 100 до 1000 м^3) – 34.3%. Крупные котловины объемом от 1000 до 10000 м^3 составили

21.4% на Вислинской косе, вот очень крупных котловин (более 10000 м^3) всего 1.8% (табл. 2).

СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ КОТЛОВИН ВЫДУВАНИЯ КУРШСКОЙ И ВИСЛИНСКОЙ КОС

Анализ 333 котловин Куршской косы подробно изложен в статье [13].

Сравнительный анализ котловин выдувания на обеих косах заключается в сопоставлении общего количества всех котловин и в их распределении в соответствии с классификацией (табл. 1). Несмотря на сходство строения и происхождения, у каждой косы есть свои особенности, которые в современных условиях приводят к возникновению различий в дефляционных формах на поверхности морских береговых дюн. Прежде всего очевидно, что котловины выдувания на

Таблица 2. Распределение дефляционных котловин по типам

Вид котловины	% от общего количества
по расположению на береговых дюнах	
Полусквозная фронтальная	40.1
Поверхностная	32.1
Фронтальная	12.8
Сквозная	8.6
Тыльная	4.0
Полусквозная тыльная	2.4
по расположению относительно береговой линии	
Диагональная	68.5
Перпендикулярная	14.1
Округлая	9.8
Параллельная	7.6
по форме в плане	
Овальная	46.2
Спрямоугольная	19.0
Горловинная сужающаяся	13.1
Изогнутая	11.3
Округлая	9.8
Горловинная расширяющаяся	0.6
по форме поперечного профиля	
Корытообразная	79.5
V-образная	20.5
по размеру	
Малая	42.5
Средняя	34.3
Крупная	21.4
Очень крупная	1.8

Таблица 3. Сравнение количества котловин на Куршской и Вислинской косах

Параметр	Куршская коса	Вислинская коса
Протяженность, км	47	24
Количество котловин	333	330
Количество котловин на 1 км берега	7.1	13.8

Вислинской косе встречаются почти в 2 раза чаще, чем на Куршской (табл. 3).

Наибольшая плотность котловин приходится на 10-километровый отрезок северной части Вислинской косы, что связано с интенсивной антропогенной нагрузкой в виде так называемого “дикого” отдыха туристов. В сторону польской границы плотность котловин уменьшается.

Такого различия в плотности котловин связано с разным уровнем и статусом регулирования антропогенной деятельности на косах. Куршская коса является особо охраняемой природной территорией и имеет федеральный статус национального парка Российской Федерации, а Вислинская коса такого статуса не имеет и деятельность на ее территории регулируется только деятельностью военных и муниципальной власти.

Что касается сравнительного анализа форм дефляционных котловин, их месторасположения и размеров, то на обеих косах встречаются все типы котловин авторской классификации. Это позволило произвести детальный анализ, результаты которого изложены ниже.

Среди котловин выдувания на Куршской и Вислинской косах преобладают поверхностные и полусквозные фронтальные. Однако преобладание сквозных и полусквозных фронтальных на Вислинской косе говорит о большем, чем на Куршской косе, негативном воздействии (рис. 1, а).

По расположению относительно береговой линии на косах больше всего встречается диагональных котловин. Такое сходство говорит об одинаковом воздействии ветров, дующих как со стороны моря, так и вдоль берега (рис. 1, б). Различия сводится только к тому, что диагональных котловин больше на Вислинской косе, а другие формы чаще встречаются на Куршской косе.

На береговых дюнах обеих кос распределение котловин по форме практически идентично (рис. 1, в). Таким образом, дефляционные формы рельефа везде развиваются под действием одинаковых природных факторов, и иные факторы, в том числе и антропогенные, не оказывают существенного влияния на форму котловин. Исключение составляют только котловины горловинных форм, которые напрямую зависят от антропогенного воздействия. При этом общее их количество почти совпадает. По форме поперечного профиля котловины обеих кос тоже имеют схожую тенденцию – преобладание корытообразных над V-образными (рис. 1, г).

Распределение котловин по размеру имеет сходство только в количестве малых котловин (рис. 1, д). Малые котловины являются молодыми. Они либо перерастают в средние, либо зарастают и исчезают. Это также показывает, что эоловые процессы на обеих косах протекают с одинаковой интенсивностью.

Различия в распределении дефляционных котловин Куршской и Вислинской кос по крупности показывают разницу в результатах регулирования антропогенной деятельности на схожих природных объектах.

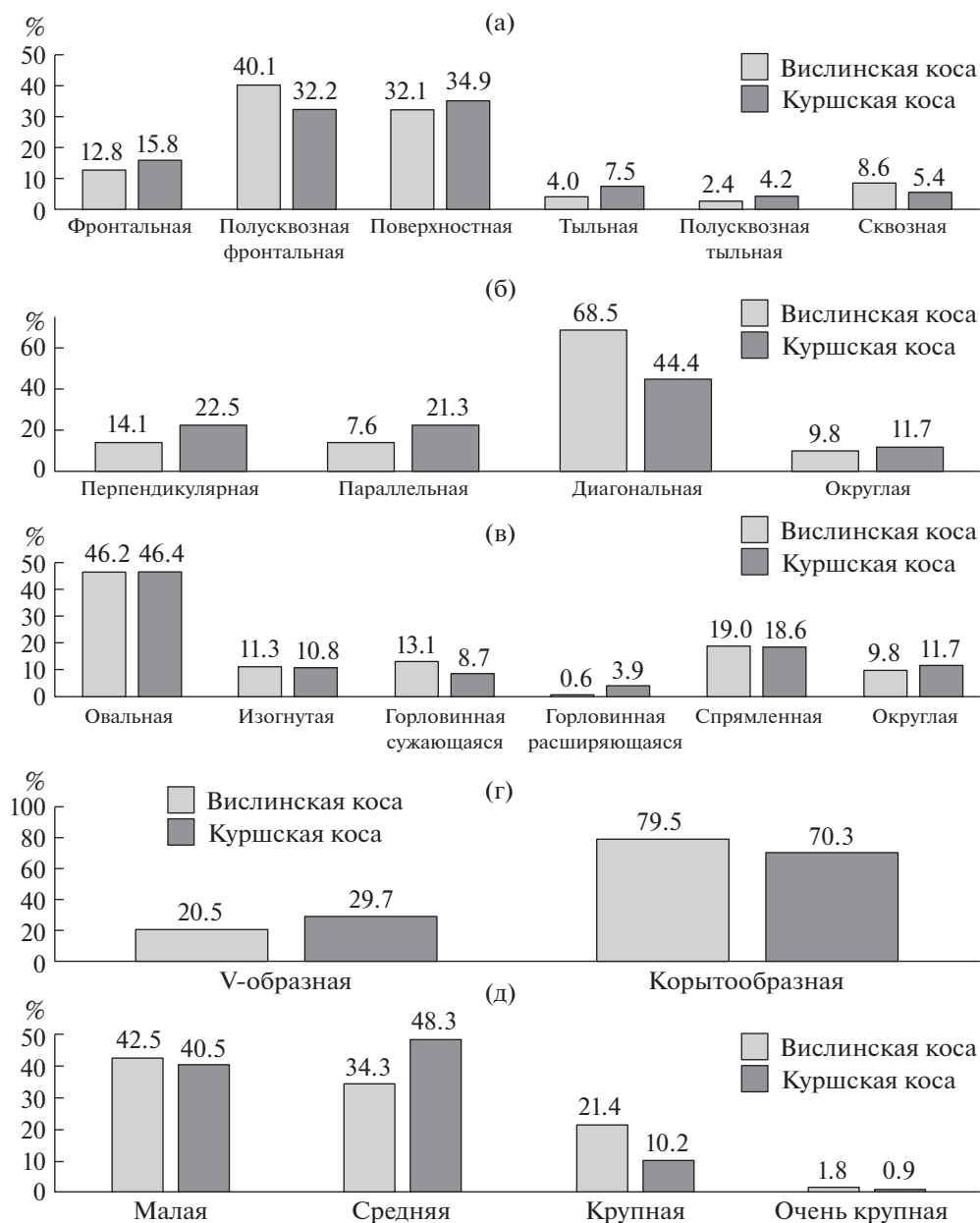


Рис. 1. Диаграмма распределения дефляционных котловин:

(а) – по расположению на береговых дюнах, %; (б) – по расположению относительно береговой линии; (в) – по форме в плане, %; (г) – по форме поперечного профиля, %; (д) – по размеру, %.

Большее количество крупных и очень крупных котловин на Вислинской косе говорит о плохом, по сравнению с Куршской косой, регулировании антропогенной нагрузки. А преобладание на Куршской косе котловин средних размеров показывает, что административное управление национального парка косы, хоть и принимает регулярные меры по обустройству переходов через береговые дюны, по стабилизации и заделки десятков котловин, но в условиях увеличения потока туристов этих мер не достаточно.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Сравнительный анализ котловин выдувания в пределах морских береговых дюн Вислинской и Куршской кос показал практически полное совпадение зафиксированных классов котловин. Для обеих кос характерно, что на береговых дюнах наиболее часто встречаются котловины, классифицируемые как полусквозные фронтальные или поверхностные, малого или среднего размера, расположенные по диагонали к береговой ли-

нии моря, имеющие овальную форму в плане и корытообразную форму поперечного профиля.

Для Вислинской косы по сравнению с Куршской косой характерны большая плотность котловин, большее количество крупных и очень крупных котловин и большее количество сквозных и полусквозных котловин. Эти особенности указывают на то, что дефляционные процессы на Вислинской косе протекают значительно интенсивнее, чем на Куршской.

Обе косы находятся в одинаковых природно-климатических условиях, которые определяют тенденцию развития дефляционных форм рельефа. Причиной развития на Вислинской косе дефляционных процессов опережающими темпами служит отсутствие регулирования антропогенной (а именно туристической) деятельности. Вислинскую косу ежегодно посещает в 3 раза меньше туристов, чем Куршскую косу. В то же время из-за отсутствия регулирования туристической деятельности туристы на Вислинской косе оказывают большее, чем на Куршской косе, негативное воздействие на береговые дюны (например, передвигаются по дюнам на внедорожниках и квадроциклах). На Куршской косе интенсивность развития дефляционных процессов значительно снижена (благодаря статусу Национального парка и объекта всемирного наследия ЮНЕСКО) за счет административного регулирования антропогенной деятельности и своевременного принятия необходимых практических мер по защите и восстановлению морских береговых дюн.

Опробованная на морских берегах Куршской и Вислинской косах классификация дефляционных котловин универсальна для всех типов береговых дюн. Классификация пригодна для любых аккумулятивных береговых форм (кос, пересыпей, баров, стрел и др.), сложенных из песчаных рыхлых материалов и имеющих в тыльной части пляжа авандюну и дюнный вал.

БЛАГОДАРНОСТИ

Исследование выполнено при поддержке РФФИ, проект № 18-05-01145. Авторы благодарят Б.В. Чубаренко за высказанные замечания.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бадюкова Е.Н., Жиндарев Л.А., Лукьянова С.А., Соловьева Г.Д. Развитие барьерно-лагунных систем юго-восточной Балтики // *Океанология*. 2008. Т. 48. № 4. С. 641–647.
2. Болдырев В.Л., Бобыкина В.П. Общие черты морфологии и динамики Вислинской косы // *Экологические проблемы Калининградской области и Балтийского региона*. Калининград: Изд. КГУ, 2001. С. 88–92.
3. Бадюкова Е.Н., Варущенко А.Н., Соловьева Г.Д. История развития Вислинской косы в голоцене // *Океанология*. 1996. Т. 36. № 5. С. 769–773.
4. Шаплыгина Т.В. Геоэкологическая оценка состояния природных комплексов Куршской и Вислинской кос. Дис. ... канд. геогр. наук. Калининград: РГУ им. И. Канта, 2010. 197 с.
5. Гозберидзе Г.Г., Жамойда В.А., Нестерова Е.Н., Рябчук Д.В., Спиридонов М.А. Глоссарий по кадастру береговой (прибрежной) зоны. СПб.: Изд. РГГМУ, 2008. 61 с.
6. Бадюкова Е.Н., Жиндарев Л.А., Лукьянова С.А., Соловьева Г.Д. Геолого-геоморфологическое строение Балтийской (Вислинской) косы // *Океанология*. 2011. Т. 51. № 4. С. 657–682.
7. Бадюкова Е.Н., Жиндарев Л.А., Лукьянова С.А., Соловьева Г.Д. Эоловый морфогенез в береговой зоне юго-восточного побережья Балтийского моря // *Геоморфология*. 2012. № 4. С. 33–40.
8. Выхованец Г.В. Эоловый процесс на морском берегу. Одесса: Астропринт, 2003. 368 с.
9. Abhara K.C., Walkera I.J., Hesp P.A., and Garese P.A. Spatial-temporal evolution of aeolian blowout dunes at Cape Cod. *Geomorphology*. May 2015. Vol. 236. P. 148–162.
10. Hesp P.A. Foredunes and blowouts: initiation, geomorphology and dynamics. *Geomorphology*. 2002. Vol. 48. P. 245–268.
11. Česnulevičius A., Izmaiłow B., and Morkūnaitė R. Dynamics of deflation hollows of the main ridge in the Curonian Spit. *Geografija*. 2006. Vol. 42. No. 2. P. 21–28.
12. Jarmalavičius D. Field investigation of dune ridge reinforcement in the Curonian Spit. *Baltica*. 2005. Vol. 18 (2). P. 49–55.
13. Бурнашов Е.М., Карманов К.В. Дефляционные процессы на морском побережье Куршской косы // *Ученые записки Российского государственного гидрометеорологического университета*. № 45. Научно-теоретический журнал. СПб.: РГГМУ, 2016. С. 180–191.

Blowouts on the seashore of the Curonian and Vistula Spits (in Russian territory)

K. V. Karmanov^{a, #} and E. M. Burnashov^{a, ##}

^a State Governmental institutions of Kaliningrad Oblast "Baltberegozashchita", Svetlogorsk, Russia

[#] E-mail: konstantin.karmanoff@yandex.ru

^{##} E-mail: burnashov_neo@mail.ru

The Curonian and Vistula spit (the Baltic Sea, Kaliningrad Oblast) were formed and developed in similar climatic conditions, but the deflation processes on the spits seashores occur with different intensity, and the

forms of the deflation relief differ based on quantitative parameters while coincide in terms of typology. During 2019 field study, 330 blowouts per 25 km were recorded on the surface of the marine foredune of the Russian part of the Vistula spit, i.e. 13.8 blowouts per 1 km on average. In opposite, 333 blowouts per 49 km or 7.1 blowouts per 1 km were recorded on the foredune of the Curonian Spit in 2016. The double prevalence of the number of blowouts per 1 km of the Vistula Spit shore is due to the lack of regulation of tourist activities, in contrast to the Curonian Spit, which has the status of a specially protected natural area. A comparative analysis of the blowouts of the Curonian and Vistula spits showed that a trend in the development of deflation processes is determined by natural and climatic conditions, but an anthropogenic activity affects the intensity of the deflation.

Keywords: coastal dunes, deflation, blowouts, Baltic Sea

ACKNOWLEDGMENTS

The study was funded by the Russian Foundation of Basic Research, No. 18-05-01145. The authors thank B.V. Chubarrenko for their comments.

REFERENCES

1. Badyukova E.N., Zhindarev L.A., Lukyanova S.A., and Solovieva G.D. *Razvitiye bar'erno-lagunnykh sistem yugo-vostochnoi Baltiki*. (Barrier-lagoon systems in the south-east of the Baltic Sea). *Okeanologiya (Oceanology RAS)*. 2008. Vol. 48. No. 4. P. 641–647. (in Russ.)
2. Boldyrev V.L. and Bobykina V.P. *Obshchie cherty morfologii i dinamiki Vislinskoj kosy*. (General features of the morphology and dynamics of the Vistula spit). *Ekologicheskie problemy Kaliningradskoi oblasti i Baltiiskogo regiona*. Kaliningrad: Izd. KGU (Publ.), 2001. P. 88–92. (in Russ.)
3. Badyukova E.N., Varushchenko A.N., and Solovieva G.D. *Istoriya razvitiya Vislinskoj kosy v golotsene*. (The history of the development of the Vistula spit in the Holocene). *Okeanologiya (Oceanology RAS)*. 1996. Vol. 36. No. 5. P. 769–773. (in Russ.)
4. Shaplygina T.V. *Geoekologicheskaya otsenka sostoyaniya prirodnykh kompleksov Kurshskoi i Vislinskoj kos*. (Geoecological assessment of the state of natural complexes of the Curonian and Vistula spit). PhD thesis. Kaliningrad: Russian State Immanuel Kant University (Publ.), 2010. 197 p. (in Russ.)
5. Gogoberidze G.G., Zhamoida V.A., Nesterova E.N., Ryabchuk D.V., and Spiridonov M.A. *Glossarii po Kadastru beregovoj (pribrezhnoj) zony*. (Cadastral Glossary of the coastal zone). SPb.: Izd. RGGMU (Publ.), 2008. 61 p. (in Russ.)
6. Badyukova E.N., Zhindarev L.A., Lukyanova S.A., and Solovieva G.D. *Geologo-geomorfologicheskoe stroenie Baltiyskoj (Vislinskoj) kosy*. (The geological-geomorphological structure of the Baltic (Vistula) spit). *Okeanologiya (Oceanology RAS)*. 2011. Vol. 51. No. 4. P. 657–682. (in Russ.)
7. Badyukova E.N., Zhindarev L.A., Lukyanova S.A., and Solovieva G.D. *Eolovyi morfogenez v beregovoj zone yugo-vostochnogo poberezh'ya Baltiiskogo morya*. (Aeolian morphogenesis in coastal zone of the southeastern Baltic sea). *Geomorfologiya (Geomorphology RAS)*. 2012. No. 4. P. 33–40. (in Russ.)
8. Vykhovanets G.V. *Eolovyi protsess na morskome beregu*. (Aeolian process on the seashore). Odessa: Astroprint (Publ.), 2003. 368 p. (in Russ.)
9. Abhara K.C., Walkera I.J., Hesp P.A., and Garesc P.A. Garesc. Spatial-temporal evolution of aeolian blowout dunes at Cape Cod. *Geomorphology*. May 2015. Vol. 236. P. 148–162.
10. Hesp P.A. Foredunes and blowouts: initiation, geomorphology and dynamics. *Geomorphology*. 2002. Vol. 48. P. 245–268.
11. Česnulevičius A., Izmaiłow B., and Morkūnaitė R. Dynamics of deflation hollows of the main ridge in the Curonian Spit. *Geografiya*. 2006. Vol. 42. No. 2. P. 21–28.
12. Jarmalavičius D. Field investigation of dune ridge reinforcement in the Curonian Spit. *Baltica*. 2005. Vol. 18(2). P. 49–55.
13. Burnashov E.M. and Karmanov K.V. *Deflyatsionnye protsessy na morskome poberezh'e Kurshskoi kosy*. (Deflation processes on the sea shore of the Curonian spit). *Uchenye zapiski Rossiiskogo gosudarstvennogo gidrometeorologicheskogo universiteta. No. 45. Nauchno-teoreticheskii zhurnal*. SPb.: RGGMU (Publ.), 2016. P. 180–191. (in Russ.)

УДК 551.435.36→551.422 (571.645)

БЕРЕГА ОСТРОВА ИТУРУП: МОРФОЛОГИЯ, ДИНАМИКА, ПРОГНОЗ РАЗВИТИЯ

© 2021 г. М. А. Кузнецов^{1,*}

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

**E-mail: KuzMiArGeo@yandex.ru*

Поступила в редакцию 12.05.2020 г.

После доработки 06.06.2020 г.

Принята к публикации 06.10.2020 г.

На основе полевого исследования рельефа береговой зоны о-ва Итуруп в 2019 г. и дешифрирования космических снимков (за период с 1980 по 2019 г.) разработана морфолитогенетическая классификация берегов и составлена карта типов берегов. Установлено, что 85% берегов острова имеют абразионный облик, однако абсолютное большинство из них стабильны, так как выработаны в устойчивых к абразии эффузивах, либо защищены от размыва валунно-глыбовой отмосткой и обвальными осыпными шлейфами. Всего к стабильным может быть отнесено до 80% берегов острова, так как за указанный выше отрезок времени они фактически не претерпели изменений. Абразионные берега в слабо консолидированной пирокластике отступают со средней скоростью 2–2.5 м (до 5 м) в год. Берега аккумулятивного облика в разных частях острова испытывают разнонаправленные тенденции развития: от аккумуляции со средней скоростью 1.5–2.5 м (до 5 м) в год до отступления – 1–2.7 м (до 5.5 м) в год. В крупных заливах и бухтах выявлены направления перемещения наносов, что отражено на карте динамики берегов. Дан прогноз развития берегов на ближайшие 50 лет. Наиболее динамичные аккумулятивные берега, в целом, будут выдвигаться, несмотря на штормовые и цунамигенные размывы. Отступление абразионных берегов в слабо консолидированной пирокластике будет зависеть от высоты клифа и длины участка обрушения берега, определяющих количество материала, поступающего в береговую зону. Выявлены несколько участков берегов (из ныне неосвоенных), благоприятных для возведения причальных сооружений.

Ключевые слова: Курильские острова, типизация берегов, морфодинамика, вдольбереговое перемещение наносов, эволюция берегов

DOI: 10.31857/S0435428121010089

ВВЕДЕНИЕ

Берега вулканических островов Курильской гряды представляют особый интерес для науки из-за уникальности наблюдаемых здесь берегоформирующих факторов и процессов, среди которых хотелось бы подчеркнуть поступление в береговую зону разнообразного вулканогенного и тектоногенного материала и влияние цунами. Исследование берегов о-ва Итуруп имеет не только научное, но и прикладное значение в связи с планируемым расширением зоны хозяйственного освоения (в том числе, создание причальных сооружений).

Итуруп является самым крупным (площадь – 3175 км²) обитаемым островом Курильской гряды, входящей в состав активной переходной зоны континент-океан, которая отделяет котловину Охотского моря от Курильского глубоководного желоба. На острове широко развиты вулканические и вулканогенно-осадочные образования неогенового и четвертичного возраста, которые

прорваны многочисленными экструзивными, интрузивными, субвулканическими телами различного состава. Рыхлые осадки четвертичного возраста играют резко подчиненную роль. На Итурупе сосредоточено до 80% всех ресурсов железа, ильменита и титана Курильских о-вов, есть сера, золото, а также рений [1–3].

Основными структурообразующими факторами на исследуемой территории служат вулканизм и дизъюнктивная тектоника, проявляющаяся в интенсивном перемещении блоков по многочисленным разломам СВ и СЗ простираний [4]. Следствием дифференцированности неотектонических движений блоков является разновысотность разновозрастных морских террас в разных частях острова. Однако средняя скорость подъема территории в четвертичное время оценивается в 1 мм/год [5].

На острове широко распространены 3 типа рельефа: вулканогенный, денудационно-вулканогенный и морской, осложненные сейсмогенны-

ми, гравитационными, структурно-денудационными, нивальными, флювиальными, эоловыми, биогенными и антропогенными формами рельефа. В плане Итуруп имеет сложную форму и состоит из нескольких вулканических массивов и горных кражей, соединенных перешейками. На острове насчитывается 20 вулканов, 9 из которых действующие и потенциально активные [6]. Последнее извержение вулкана Иван Грозный (в 2013 г.) было фреатическим [7].

Разными авторами выделяется разное количество морских террас на Итурупе (от 4 до 9), наблюдаемых на абс. высотах от 2–3 до 200–300 м. “Разночтение” в количестве выделяемых террасовых уровней, на наш взгляд, обусловлено отсутствием маркирующих горизонтов, позволяющих сопоставлять разновозрастные террасы, а также отсутствием достаточного количества абсолютных датировок осадков, слагающих террасы. До сих пор нет единого мнения о генезисе высоких террасовидных поверхностей острова.

Изучению берегов о-ва Итуруп уделялось значительно меньшее внимание. Не достаёт сведений по их типизации в крупном масштабе (имеются единичные мелко- и среднемасштабные карты типов берегов [6, 8, 9]), их геолого-геоморфологическому строению и современной морфодинамике (проводились работы только на отдельных участках берегов [1, 10, 11]). Эти данные необходимы для рационального природопользования в береговой зоне морей [12] и учитываются в универсальной схеме – стратегии по ее хозяйственному освоению [13]. Схема может применяться для строительства и эксплуатации разнообразных сооружений в береговой зоне.

Цель данного исследования: морфолитогенетическая и динамическая типизация берегов о-ва Итуруп, прогноз их развития на ближайшие 50 лет и, на этой основе, выявление наиболее благоприятных участков берегов для возведения причальных сооружений.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

В основу статьи положены данные полевого обследования рельефа береговой зоны о-ва Итуруп, полученные автором во время работы экспедиции “Восточный Бастион – Курильская гряда”, организованной экспедиционным центром Министерства обороны РФ и Русским географическим обществом в июле–сентябре 2019 года. В ходе маршрутных исследований были выявлены основные морфолитогенетические типы берегов и определены ведущие рельефообразующие процессы. Использовались также топографические, геологические и геоморфологические карты разных масштабов [4, 6]. Выполнено более 100 точек геоморфологических описаний берегов

и морских террас. Все точки зафиксированы в GPS-приемнике Garmin eTrex10.

Для изучения динамики берегов с 1980 (первый доступный космический снимок) по 2019 г. были использованы ежегодные космоснимки с порталов USGS Earth Explorer и Google Earth. Привязка снимков и карт и все измерения проводились в программе ArcMap 10.3. Учитывая точность отображения береговой линии на космоснимках различного пространственного разрешения (по спутникам Landsat-3 (40 м), 5 (30 м) и 7 (15 м) в панхроматическом диапазоне), по снимкам 1980–2007 гг. можно оценить погрешность измерений до 20 м. Однако, используя относительно стабильные формы рельефа (отмершие береговые клифы, сложенные скальными породами, крупные кекуры и т.д.) как реперные точки и корректируя измерения по ним, удалось снизить погрешность до 10–15 м, что является приемлемым для оценки динамики пространственного положения береговой линии, имеющей на о-ве Итуруп амплитуду в десятки метров. С появлением общедоступных спутниковых снимков высокого и сверхвысокого разрешения (QuickBird, WorldView, GeoEye в программе GoogleEarth), на которых размер пиксела меньше зоны осушки, удастся снизить погрешность до первых метров.

В наиболее крупных заливах и бухтах острова по результатам дешифрирования космоснимков за период с 1980 по 2019 г. (в особенности изгибов устьев рек и ручьев), исследования морфологического облика берегов, гранулометрии пляжевого материала (35 образцов) и анализа розы ветров сезона зимних штормов были выявлены направления перемещения наносов. Наличие активного вдольберегового перемещения наносов может привести к заносимости причальных сооружений.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

Структурная приуроченность берегов о-ва Итуруп. При взгляде на физическую карту или космический снимок о-ва Итуруп бросаются в глаза морфологические различия рельефа охотоморского и тихоокеанского побережий: расчлененность береговой линии первого и выровненность второго. Обусловлены эти различия приуроченностью различных частей острова к разным морфоструктурам. Его осевая часть соответствует простиранию оси внутренней вулканической дуги, восточный (тихоокеанский) макросклон – междуговой впадине, а западный (охотоморский) – глубоководной котловине (тыловому рифту), осложненной вулканическими аппаратами, что и нашло отражение в расчлененности рельефа охотоморского побережья (рис. 1).

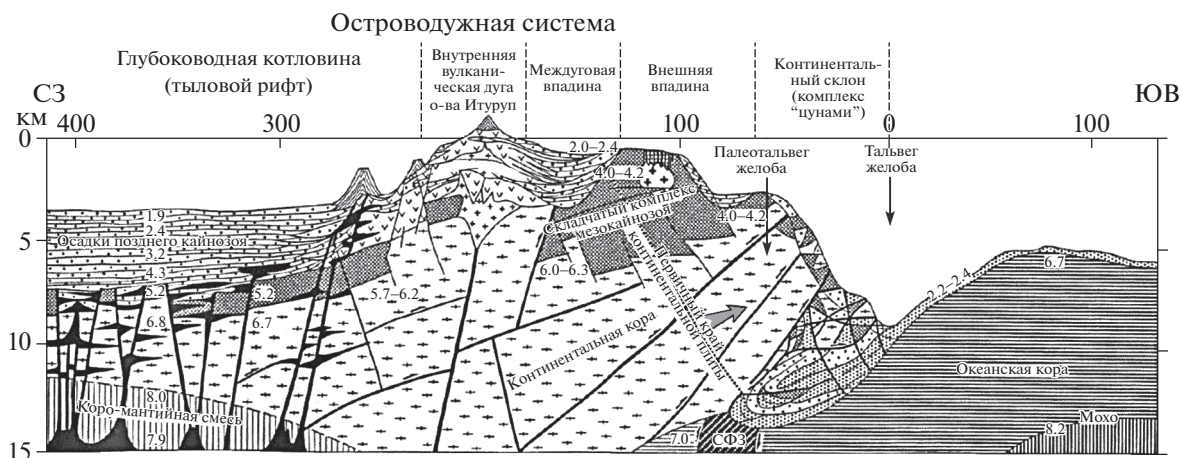


Рис. 1. Геологический разрез через переходную зону на широте о-ва Итуруп [14] (с некоторыми изменениями автора).

Не менее существенным структурообразующим фактором, нашедшим отражение в рельефе острова, является блоковая тектоника. На побережье к опущенным (или к отстающим в поднятии) блокам приурочено большинство крупных заливов и бухт со сниженными, пологими, преимущественно аккумулятивными берегами. Поднятые блоки характеризуются высокими, крутыми абразионными берегами, выработанными в основном в эффузивах.

Типы берегов о-ва Итуруп. Длина береговой линии острова составляет около 690 км. Берега характеризуются большим разнообразием внешнего облика, строения и берегоформирующих процессов. В основу выделения типов берегов положена морфогенетическая классификация [15] с дополнениями автора. В пределах острова нами выделено 5 их морфолитогенетических типов (табл. 1), техногенные берега выделены в отдельную группу. Распространение берегов показано на карте масштаба 1:100000 (рис. 2), а внешний облик – на рис. 3.

В рамках статьи нет возможности более подробно охарактеризовать все выделенные типы берегов. Но на характере рельефа аккумулятивных берегов (тип 5) стоит остановиться несколько подробнее, так как это дает возможность затронуть некоторые глобальные палеогеографические проблемы.

На рис. 4 изображен детально исследованный аккумулятивный берег залива Касатка (тихоокеанское побережье острова, точка ИТ-28, см. рис. 2). Здесь находится пляж полного профиля шириной 20–30 м, высотой около 0.5 м (до 1 м), сложенный песком с редкой галькой. Далее по линии профиля в сторону суши расположены 2 серии береговых валов (по 5 валов в каждой), отделенных друг от друга палеолагунным понижением шириной около 40 м. Это понижение прослеживается по

всему периметру кутовой части залива, причем в СВ части залива оно заполнено водой. Средняя ширина валов около 20 м, относительная высота – 3–4 м, местами выше (до 10 м) за счет эоловой аккумуляции или антропогенного вмешательства. К валам примыкает выровненная 10-метровая терраса (шириной около 30 м, см. рис. 4), которая, в свою очередь, прислоняется к древнему абразионному уступу террасового уровня высотой 25–40 м. Ширина последнего около 350 м, он имеет морское происхождение, о чем можно судить по галечникам, вскрывающимся в бортах долины ручья Ток (секущего уступ в окрестностях профиля ИТ-28) на глубине 4.5 м от бровки.

Береговые валы и 10-метровая терраса располагаются на широкой (до 250 м) субгоризонтальной поверхности (рис. 4). Под морскими песками (мощностью до 80 см) на этой поверхности шурфами вскрыты галечно-валунные отложения (с размером обломков до 20 см по длинной оси). Отсюда следует, что песчаные отложения, слагающие обе серии валов и 10-метровую террасу, залегают на палеобенче, выработанном, вероятно, в доголоценовых галечно-валунных отложениях хребта Богатырь или древнего вулканического аппарата на п-ове Пржевальского (рис. 2).

Из анализа строения 5–15-метрового террасового уровня в заливе Касатка можно сделать вывод, что сформировался он в три, а возможно, и в четыре этапа (с учетом широкого понижения между 2 и 3 валами (рис. 4)) при уровнях океана, превышающих современный. Этот вывод согласуется с точкой зрения тех исследователей, которые считают, что в течение голоцена уровень Мирового океана неоднократно превышал современный, а также совпадает с точкой зрения П.В. Фёдорова о трехкратном превышении современного уровня океана в течение голоцена

Таблица 1. Морфолитогенетические типы берегов о-ва Итуруп

Типы, подтипы и разновидности берегов	Длина	
	км	%
I. 1. Абразионные берега с крутыми (до отвесных) активными клифами, выработанные в эффузивах и пирокластике	214.1	31.1
1.1. Выработанные в эффузивах и литифицированной пирокластике	184.7	26.8
1.1.1. С узкими надводными и подводными бенчами	74.9	10.9
1.1.2. С широкими надводными и подводными бенчами	109.8	15.9
1.2. Выработанные в слабо консолидированной пирокластике	29.4	4.3
2. Абразионные ступенчатые берега с крутыми склонами, выработанные в эффузивах и литифицированной пирокластике	54.7	7.9
3. Низменные абразионные берега без клифов, с вышедшими за пределы современного волнового воздействия бенчами, выработанные в эффузивах	2.4	0.3
4. Абразионно-денудационные берега с отмирающими клифами, выработанные в эффузивах и литифицированной пирокластике	312.8	45.5
4.1. Бронированные обвальными осыпными шлейфами и валунно-глыбовой отмосткой	248	36
4.2. Бронированные крупноглыбовым сейсмоколлювием	64.8	9.5
5. Аккумулятивные берега с полнопрофильными галечно-песчаными пляжами	99.6	14.5
II. Техногенные берега	4.5	0.7
Всего:	688.1	100

[16, стр. 156], а по данным Н.Г. Разжигавой [17, с. 321] – о четырехкратном.

Динамика берегов о-ва Итуруп. Изучение динамики берегов проведено путем сопоставления спутниковых снимков за период с 1980 по 2019 г. и проведения гранулометрического анализа пляжевых отложений. Следует отметить, что за этот период времени были зафиксированы только парогазовые выбросы вулкана Иван Грозный (1989,

2012, 2013 гг.) и слабое эффузивное извержение вулкана Кудрявого (1999 г.), т.е. поступление вулканогенного материала в береговую зону не происходило и, следовательно, на пространственном положении береговой линии не отразилось. Резкое усиление размыва берегов произошло во время Шикотанского землетрясения 4–5 октября 1994 г. и последовавшего за ним цунами. Вдоль всего тихоокеанского побережья отмечались затопление и размыв пляжей. В южной и северо-восточной частях залива Касатка зафиксированы заплески волн цунами (2.2–2.3 м), при глубине их проникновения в глубь суши до 70 м (на Ю) и до 15 м (на СВ). В кутовой части высота заплеска составила 1.2–1.9 м с глубиной проникновения 33–48 м [18].

Далее рассмотрим динамику каждого из выделенных типов берегов (см. табл. 1). Берега подтипа 1.1, типов 2, 3, 4, составляющие в сумме более 80% от протяженности берегов острова, выработаны в устойчивых к абразии эффузивах и литифицированной пирокластике, либо защищены от размыва валунно-глыбовой отмосткой и обвальными осыпными шлейфами. За последние 40 лет они не претерпели видимых изменений или отступали со скоростями за пределами точности измерений и ширины полосы приливо-отливных колебаний, которые не превышали 0.2–0.5 м/год (подтип 4.1). Наиболее изменились абразионные берега подтипа 1.2, отступавшие в среднем на 2–2.5 м/год (до 5 м/год – на тихоокеанском побережье Дозорного перешейка).

Самыми динамичными за последние 40 лет были аккумулятивные берега. Максимальный рост их зафиксирован в заливах Доброе Начало (около 2.5 м/год, местами до 5 м/год), Одесском (около 2 м/год, локально до 4 м/год) и в бухте Медвежьей (в среднем 1.5–2 м/год, в центре – до 2.5 м/год). Однако пляжи заливов Куйбышевского и Простор (в восточной части) в это же время испытали преимущественно размыв со скоростями около 2.7 м/год (до 5.5 м/год) и 1 м/год (до 2.5 м/год) соответственно.

Морфологический анализ берегов, а также гранулометрический анализ пляжеобразующего материала (с учетом розы ветров) позволили выявить направления перемещения морских наносов в наиболее крупных заливах и бухтах острова (по состоянию на август 2019 г.). Это помогло исключить участки берегов, пригодные по морфологии для создания причальных сооружений, но неблагоприятные по динамике вследствие их заносимости.

Сказанное выше нашло отражение на карте “Динамика берегов острова Итуруп с 1980 по 2019 г. (1:100000)” (рис. 5).

Прогноз развития берегов. Полученные данные о морфологии и динамике берегов о-ва Итуруп

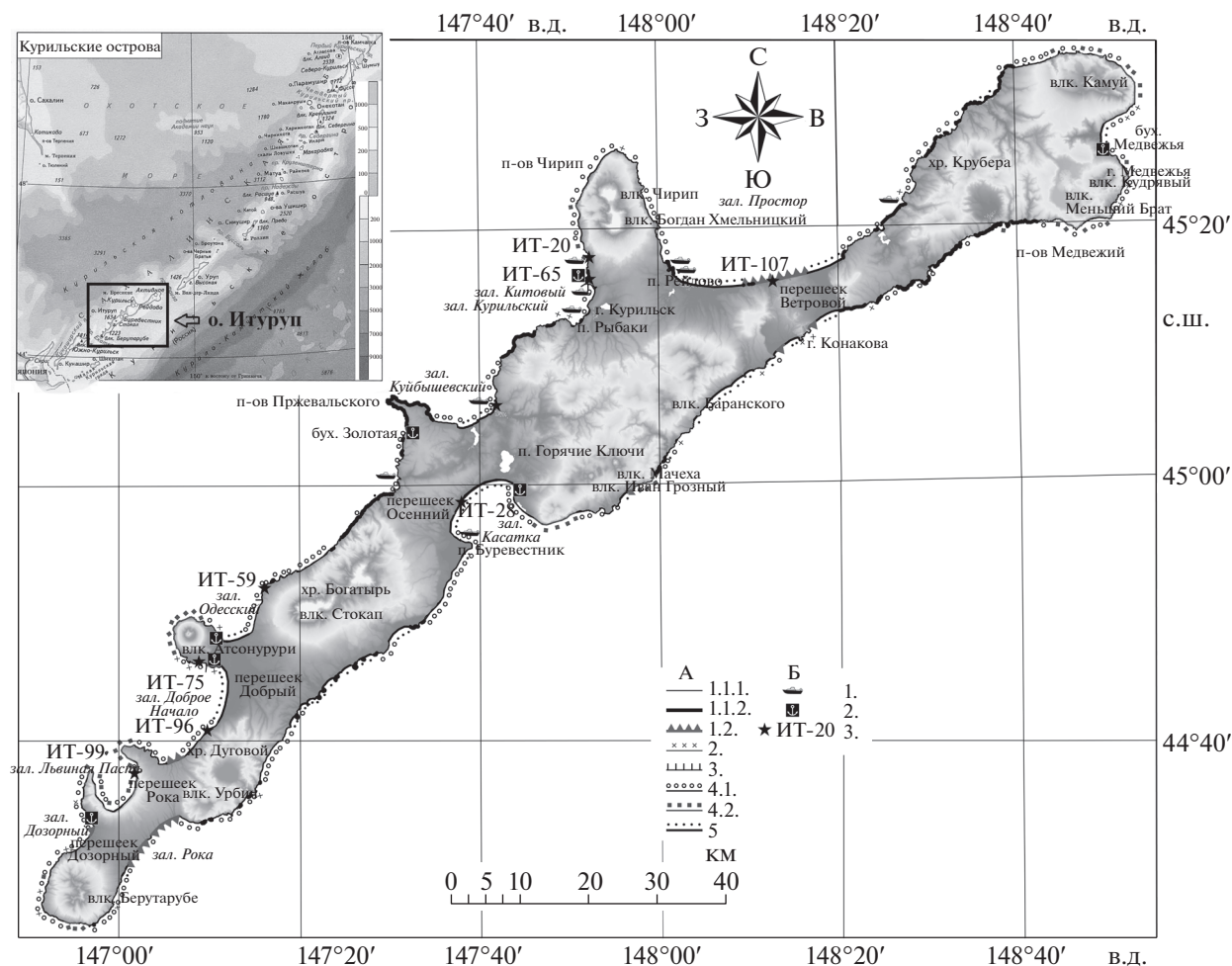


Рис. 2. Морфолитогенетические типы берегов о-ва Итуруп.

А – типы берегов (расшифровка индексов – см. табл. 1); Б – прочие обозначения (1 – техногенные берега, 2 – участки берегов, благоприятные для освоения, 3 – точки с наиболее характерным строением берега).

позволяют дать прогноз их развития на ближайшие 50 лет при современном волновом режиме. Этот срок объясняется глубиной ретроспективного анализа космоснимков.

Абразионные берега подтипа 1.1 (рис. 3, а, б) и типа 2 (рис. 3, г) сохраняют свой облик. Отступление берегов подтипа 1.2 (рис. 3, в) будет неравномерным, оно зависит от высоты клифа и длины участка обрушения берега, которые определяют количество материала, поступающего в береговую зону. Низменные абразионные берега без клифов (тип 3, рис. 3, д) не претерпят морфологических изменений, хотя пространственное положение береговой линии будет меняться в зависимости от соотношения скоростей тектонических движений и поднятия уровня Мирового океана, а также уклона бенча. Берега подтипов 4.1 и 4.2 (рис. 3, е, ж) в ближайшее время также сохраняют свой облик. Однако в дальнейшем они будут в меньшей степени подвергаться волновому воз-

действию вследствие поступления новых порций склонового материала и увеличения ширины пояса отморстки, служащей естественной берегозащитной формой рельефа. Аккумулятивные берега (тип 5, рис. 4) сохраняют облик, но будут постепенно выдвигаться в сторону моря, испытывая временные размывы в шторма и при прохождении волн цунами.

Рекомендации по освоению берегов. На основании полученных результатов можно дать рекомендации по использованию берегов в хозяйственных целях. Непригодными или малопригодными берегами для хозяйственного освоения являются: тип 1, 2 (за исключением единственного участка на севере залива Доброе Начало), подтип 4.2 и тип 5.

Наиболее благоприятны (в условиях о-ва Итуруп) для строительства причальных сооружений некоторые участки абразионно-денудационных берегов с валунно-глыбовой отморсткой (подтип 4.1),

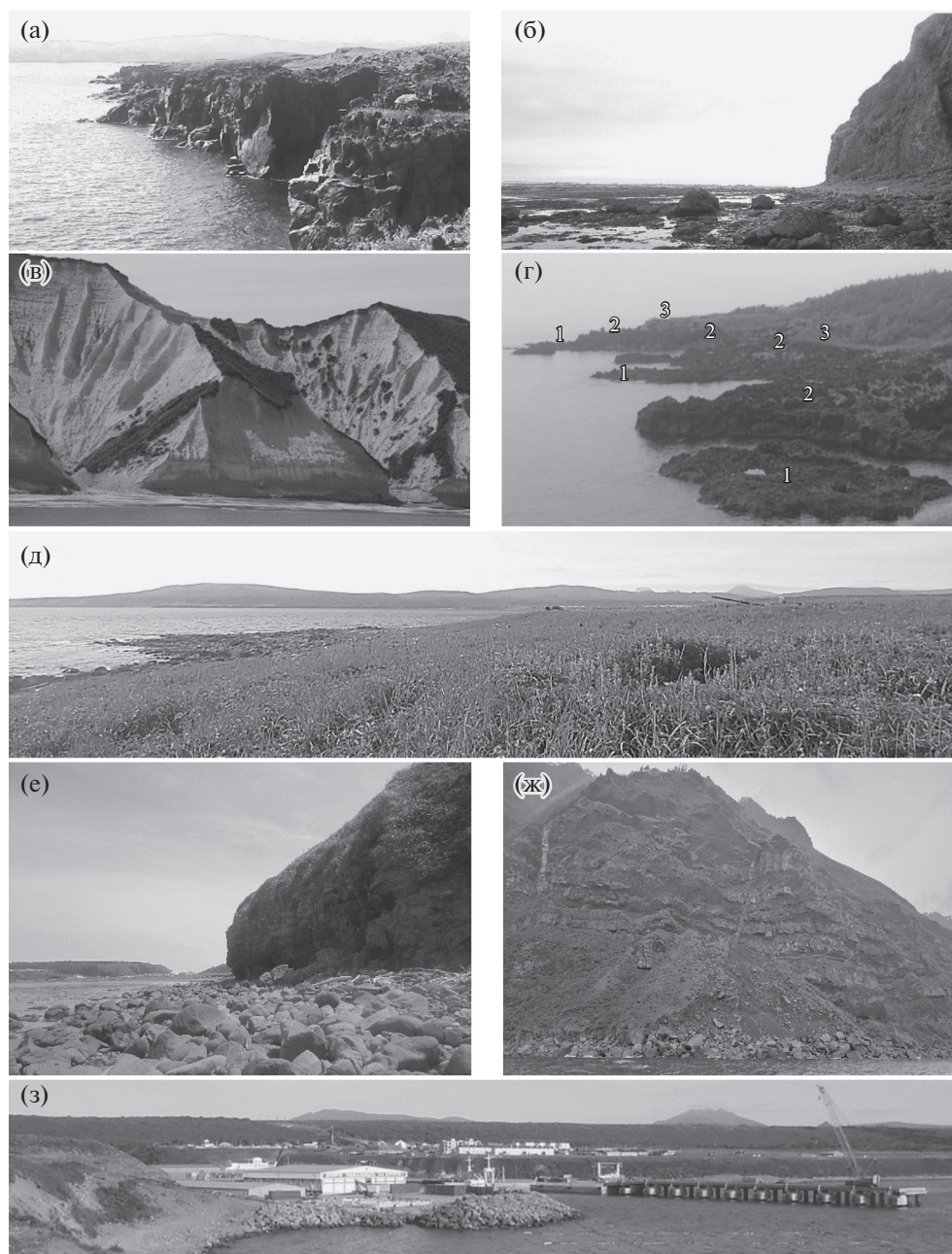


Рис. 3. Внешний облик берегов о-ва Итуруп.

Типы берегов: (а) – разновидность 1.1.1 (т. ИТ–20, см. рис. 2), (б) – разновидность 1.1.2 (т. ИТ–59), (в) – подтип 1.2 (т. ИТ–107), (г) – тип 2 (т. ИТ–75), (д) – тип 3 (т. ИТ–65), (е) – подтип 4.1 (т. ИТ–96), (ж) – подтип 4.2 (т. ИТ–99), (з) – техногенный берег у порта Китовый (к северу от г. Курильска).

хотя это и потребует существенных капиталовложений (рис. 2). Нельзя не отметить, что берег этого подтипа в восточной части залива Касатка в свое время был освоен японцами: сохранились остатки причальных сооружений, а также техногенные проходы, обеспечивавшие подход судов к берегу. Террасовый уровень высотой 25–40 м, примыкающий к этому участку берега, благопри-

ятен и для возведения соответствующей сухопутной инфраструктуры, так как он не подвержен ни штормовому волнению, ни заплеску цунами и удобен в силу выровненности рельефа.

Могут быть освоены немногочисленные берега 3-го типа, т.к. они являются устойчивыми по отношению к волновому воздействию и по характеру рельефа (рис. 3, д).

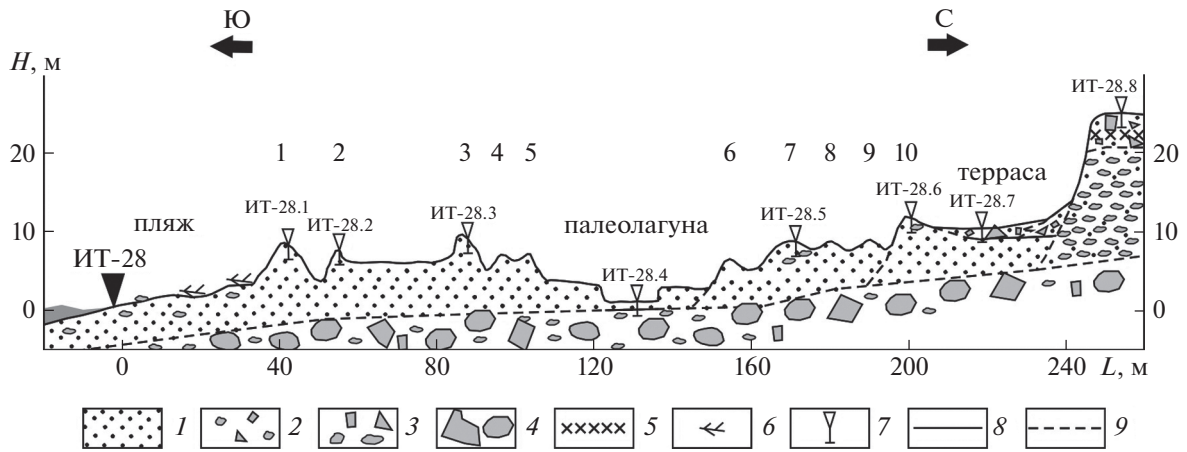


Рис. 4. Геолого-геоморфологическое строение аккумулятивного берега и низких морских террас в заливе Касатка. 1 – песок, 2 – гравий/дресва, 3 – галька/щебень, 4 – валуны/глыбы, 5 – погребенная почва, 6 – плавник, 7 – шурфы, 8 – достоверная стратиграфическая граница, 9 – вероятная стратиграфическая граница. Цифрами отмечены порядковые номера береговых валов.

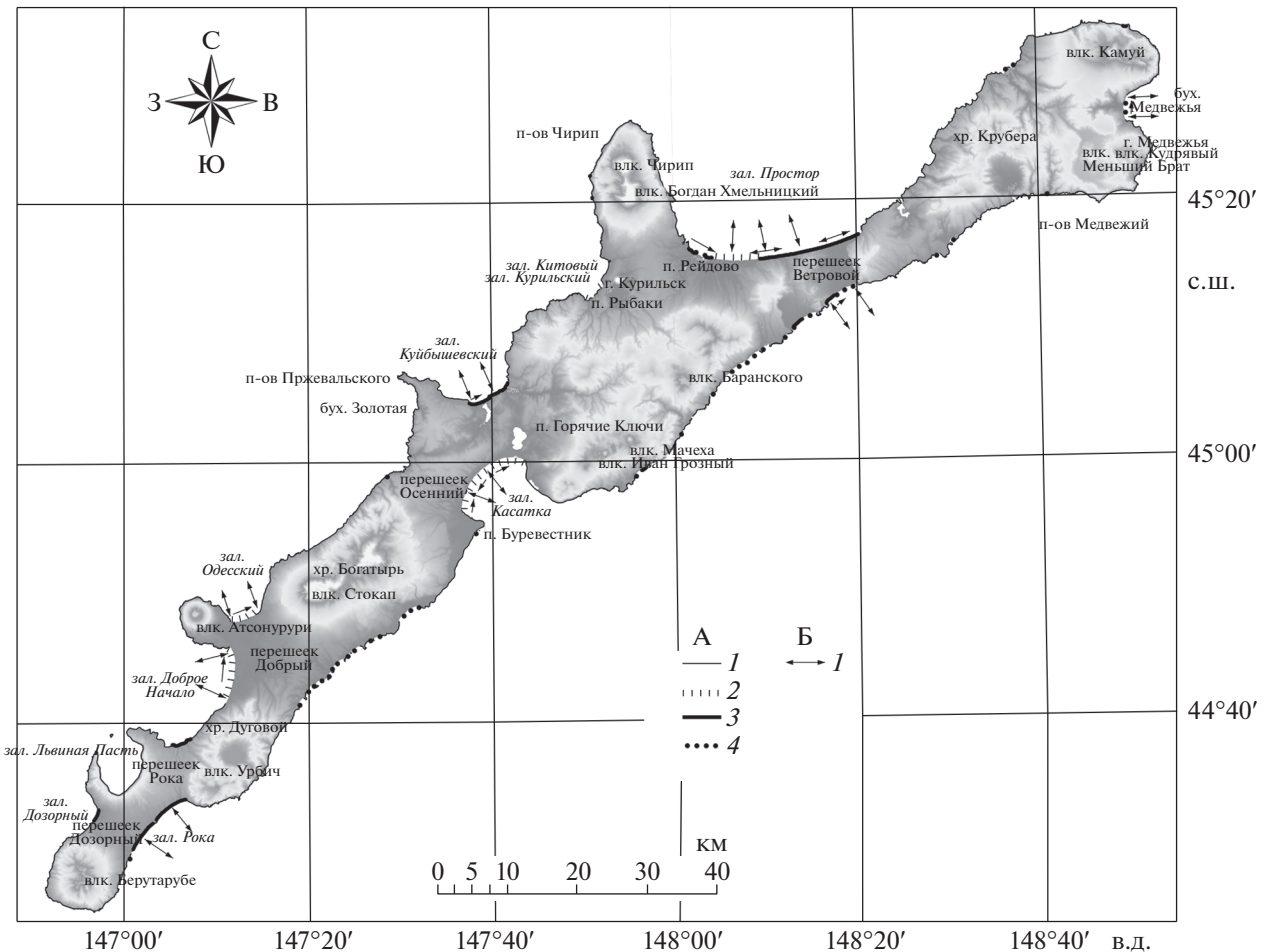


Рис. 5. Карта динамики берегов о-ва Итуруп с 1980 по 2019 г. А – типы берегов: 1 – стабильные (среднеголетняя скорость отступления береговой линии не превышает 0.5 м/год), 2 – выдвигающиеся (1.5–2.5 м/год), 3 – отступающие (1–2.7 м/год), 4 – нестабильные (слабое выдвигение на 0.5–1.5 м/год с учетом нескольких предшествующих периодов отступления). Б – прочие обозначения: 1 – установленное направление перемещения наносов (по состоянию на август 2019 г.).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Результаты проведенных исследований позволяют сделать следующие выводы.

1. 85% берегов о-ва Итуруп имеют абразионный облик. 80% всех берегов приурочены к подножиям вулканических построек и сложены устойчивыми к размыву породами. 4% абразионных берегов выработаны в слабо консолидированной пирокластике и приурочены к перешейкам между вулканами. 15% берегов являются аккумулятивными и распространены преимущественно в заливах охотоморского побережья, но встречаются и на открытом тихоокеанском побережье.

2. Натурные наблюдения, анализ карт и разновременных космоснимков (1980–2019 гг.) свидетельствуют о том, что устойчивые берега за этот отрезок времени не претерпели изменений. Максимальные скорости отступления таких берегов не превышают 0.2–0.5 м в год. Абразионные берега в слабо консолидированной пирокластике отступают со скоростью 2–2.5 м (локально до 5 м) в год. Берега аккумулятивного облика в разных частях острова испытывают разнонаправленные тенденции развития: аккумуляцию 1.5–2.5 м (до 5 м) в год или размыв – 1–2.7 м (до 5.5 м) в год.

3. Устойчивые берега в течение ближайших 50 лет сохраняют свой облик. Аккумулятивные берега, в основном, будут выдвигаться, несмотря на штормовые и цунамигенные размывы. Отступление разных участков абразионных берегов в слабо консолидированной пирокластике будет зависеть от высоты клифа и длины участка обрушения берега, определяющих количество материала, поступающего в береговую зону. Однако все берега острова могут претерпеть существенные изменения при извержении вулканов.

4. Кроме техногенно освоенных берегов, выявлены еще несколько участков, подходящих для возведения причальных сооружений. Наиболее благоприятным из них является абразионно-денудационный берег с валунно-глыбовой отмосткой (подтип 4.1) в пределах СВ части залива Касатка.

БЛАГОДАРНОСТИ

Данная статья является частью магистерской диссертации автора, написанной под научным руководством д.г.н. профессора [Рычагова Г.И.], которому я благодарен за постоянное внимание и поддержку в течение всего процесса написания работы. Благодарю коллектив экспедиции “Восточный Бастион – Курильская гряда” за всестороннюю помощь и поддержку.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Дунаев Н.Н., Репкина Т.Ю., Баранская А.В., Афанасьев В.В. Современная динамика аккумулятивного берега, сложенного пирокластикой подводного вулканического извержения // Геосистемы переходных зон. 2019. Т. 3. № 2. С. 237–244.
2. Геология СССР. Т. XXXI. Камчатка, Курильские и Командорские острова. Ч. 1. Геологическое описание / под ред. Г.М. Власова. М.: Недра, 1964. 733 с.
3. Данченко В.Я., Рыбин А.В., Штейнберг Г.С. Ренионная минерализация на Курильских островах // Тихоокеанская геология. 1994. Т. 18. № 4. С. 85–98.
4. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Сер. Курильская. Лист L-55-XXIII, XXIX: Объясн. зап. Изд. 2-е. ФГУГП СахГРЭ, 2002. 117 с.
5. Каплин П.А., Леонтьев О.К., Лукьянова С.А., Никифоров Л.Г. Берега. М.: Мысль, 1991. 480 с.
6. Атлас Курильских островов. М.: Владивосток: ИПЦ “ДИК”, 2009. 516 с.
7. Жарков Р.В., Козлов Д.Н. Эксплозивное извержение вулкана Иван Грозный в 2012–2013 гг. (остров Итуруп, Курильские острова) // Вестник ДВО РАН. 2013. № 3. С. 39–44.
8. Добровольский Д.А., Залогин Б.С. Моря СССР. М.: Изд-во МГУ, 1982. 192 с.
9. Булгаков Р.Ф. История развития южных островов Большой Курильской дуги в плейстоцене. Автореф. дис. ... канд. геогр. наук. М.: МГУ, 1994. 20 с.
10. Ионин А.С., Каплин П.А., Медведев В.С. Исследования по геоморфологии побережий дальневосточных морей СССР // Мат-лы 2-го геоморф. совещ. М.: Изд-во АН СССР, 1960. 32 с.
11. Afanasyev V.V., Dunaev N.N., Gorbunov A.O. and Uba A.V. Manifestation of Caldera-forming volcanism in the formation of the sea coast (on the example of Iturup island of the Large Kuril Arc). J. Processes in geoenvironments. 2018. Vol. 3. No. 16. P. 990–998.
12. Айбулатов Н.А. Деятельность России в прибрежной зоне моря и проблемы экологии. М.: Наука, 2005. 364 с.
13. Shuisky Y.D. Strategy of construction within the marine coastal zone in relation with coastal dynamics. Cahiers Nantes (France). 1997. No. 47–48. P. 439–444.
14. Ермаков В.А. Тектоническое районирование Курильских островов и проблемы сейсмичности // Физика Земли. 1997. № 1. С. 30–47.
15. Ионин А.С., Каплин П.А., Медведев В.С. Классификация типов берегов земного шара (применительно к картам физико-географического атласа мира) // Тр. океанографич. комиссии. 1961. Т. 12. С. 94–108.
16. Фёдоров П.В. Плейстоцен Понто-Каспия // Тр. ГИН АН СССР. 1978. Вып. 310. 164 с.
17. Razjigaeva N.G., Grebennikova T.A., Ganzey L.A., Mokhova L.M., and Bazarova V.B. The role of global and local factors in determining the middle to late Holocene environmental history of the South Kurile and Komandar Islands, northwestern Pacific. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 2004. Vol. 209. P. 313–333.
18. Шикотанское землетрясение и цунами 4(5) октября 1994 года. Хроника событий, анализ последствий и современное состояние проблемы / Отв. ред. Б.В. Левин. Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 2014. 114 с.

Coasts of Iturup Island: morphology, dynamics, forecast

M. A. Kuznetsov^{a, #}

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

[#] *E-mail: KuzMiArGeo@yandex.ru*

Based on a field study (2019) of the Iturup Island coastal zone relief and interpretation of space images for the period 1980–2019, a morpholithogenetic coastal classification was developed and a map of the coast types was compiled. It was found that 85% of the coasts are eroding. But 80% of the coasts are stable and in fact have not undergone changes during the above mentioned period of time. Erosional coasts with poorly consolidated pyroclastic sediments retreat at an average speed of 2–2.5 m (up to 5 m) per year. Accumulative coasts in different parts of the island experience multidirectional movements: accumulation with an average speed of 1.5–2.5 m (up to 5 m) per year or retreat with an average speed of 1–2.7 m (up to 5.5 m) per year. In large bays, the directions of sediment movement were identified. All of the above mentioned observations are reflected on the coastal dynamics map. Also, the forecast of coastal development for the next 50 years was made. The most dynamic accumulative coasts, in general, will be advancing despite storm and tsunami erosion. The retreat of erosion coasts in poorly consolidated pyroclastics will depend on the height of cliff and the length of coastal collapse section, which determine the amount of material entering the coastal zone. Several sections of the coast (some of the undeveloped ones) were identified as favorable for the construction of berthing facilities.

Keywords: Kuril Islands, coastal classification, morphodynamics, longshore sediment transport, coastal evolution

ACKNOWLEDGMENTS

This article is part of the author's master's dissertation, written under the scientific supervision of Prof. G.I. Rychagov, to whom I express gratitude for the constant attention and support throughout the writing process. I thank the team of the “East Bastion – Kuril Ridge” expedition for all-round help and support.

REFERENCES

- Dunaev N.N., Repkina T.Yu., Baranskaya A.V., and Afanasiev V.V. *Sovremennaya dinamika akkumulyativnogo berega, slozhennogo piroklastikoi podvodnogo vulkanicheskogo izverzheniya*. (Modern dynamics of an accumulative coast composed by pyroclastics of an underwater volcanic eruption). *Geosistemy perekhodnykh zon*. 2019. Vol. 3. No. 2. P. 237–244. (in Russ.)
- Geologiya SSSR. T. XXXI. Kamchatka, Kuril'skie i Komandorskie ostrova. Ch. 1. Geologicheskoe opisanie*. (Geology of the USSR. T. XXXI. Kamchatka, Kuril and Commander Islands. Part 1. Geological description). G.M. Vlasov (Ed.). M.: Nedra (Publ.), 1964. 733 p. (in Russ.)
- Danchenko V.Ya., Rybin A.V., and Shteynberg G.S. *Reniosnaya mineralizatsiya na Kuril'skikh ostrovakh*. (Rhenium mineralization in the Kuril Islands). *Tikhookeanskaya geologiya*. 1994. Vol. 18. No. 4. P. 85–98. (in Russ.)
- Gosudarstvennaya geologicheskaya karta Rossiyskoi Federatsii. Ser. Kuril'skaya. List L-55-XXIII, XXIX: Ob'yasn. zap.* (State geological map of the Russian Federation. Ser. Kuril. Sheet L-55-XXIII, XXIX: Expl. app.) Izd. 2-e. FGUGP SakhGRE. 2002. 117 p. (in Russ.)
- Kaplin P.A., Leon'tiev O.K., Lukyanova S.A., and Nikiforov L.G. *Berega*. (Coasts). M.: Mysl' (Publ.), 1991. 480 p. (in Russ.)
- Atlas Kuril'skikh ostrovov*. (Atlas of the Kuril Islands). M.–Vladivostok: IPTS “DIK” (Publ.), 2009. 516 p. (in Russ.)
- Zharkov R.V. and Kozlov D.N. *Eksplozivnoe izverzhenie vulkana Ivan Grozny v 2012–2013 gg. (ostrov Iturup, Kuril'skie ostrova)*. (Explosive eruption of Ivan Grozny volcano in 2012–2013 (Iturup Island, Kuril Islands)). *Vestnik DVO RAN*. 2013. No. 3. P. 39–44. (in Russ.)
- Dobrovolskiy D.A. and Zalogin B.S. *Morya SSSR*. (Seas of the USSR). M.: Izd. Mosk. un-ta (Publ.), 1982. 192 p. (in Russ.)
- Bulgakov R.F. *Istoriya razvitiya yuzhnykh ostrovov Bol'shoi Kuril'skoi dugi v pleistotsene*. (History of the development of the southern islands of the Great Kuril Arc in the Pleistocene). PhD thesis. M.: Izd. Mosk. un-ta (Publ.), 1994. 20 p. (in Russ.)
- Ionin A.S., Kaplin P.A., and Medvedev V.S. *Issledovaniya po geomorfologii poberezhii dal'nevostochnykh morei SSSR*. (Research on the geomorphology of the coasts of the Far Eastern seas of the USSR). *Materialy 2-go geomorf. soveshchaniya*. M.: Izd. AN SSSR (Publ.), 1960. 32 p. (in Russ.)
- Afanas'ev V.V., Dunaev N.N., Gorbunov A.O. and Uba A.V. Manifestation of Caldera-forming volcanism in the formation of the sea coast (on the example of Iturup island of the Large Kuril Arc). *J. Processes in geoenvironments*. 2018. Vol. 3. No. 16. P. 990–998.
- Aibulatov N.A. *Deyatel'nost' Rossii v pribrezhnoi zone morya i problemy ekologii*. (Russia's activity in the coastal area and ecological problems). M.: Nauka (Publ.), 2005. 364 p. (in Russ.)

13. Shuisky Y.D. Strategy of construction within the marine coastal zone in relation with coastal dynamics. *Cahiers Nantes (France)*. 1997. No. 47–48. P. 439–444.
14. Ermakov V.A. *Tektonicheskoe raionirovanie Kuril'skikh ostrovov i problemy seismichnosti*. (Tectonic zoning of the Kuril Islands and seismicity problems). *Fizika Zemli (Izvestiya. Physics of the Solid Earth)*. 1997. No. 1. P. 30–47. (in Russ.)
15. Ionin A.S., Kaplin P.A., and Medvedev V.S. *Klassifikatsiya tipov beregov zemnogo shara (primenitel'no k kartam fiziko-geograficheskogo atlasa mira)*. (Classification of the world coasts (applied for Physiographical atlas of the world)). *Trudy okeanografich. komissii*. 1961. Vol. 12. P. 94–108. (in Russ.)
16. Fedorov P.V. *Pleistotsen Ponto-Kaspiya*. (Pleistocene of the Ponto-Caspian). *Trudy GIN AN SSSR*. 1978. Vyp. 310. 164 p. (in Russ.)
17. Razzhigaeva N.G., Grebennikova T.A., Ganzey L.A., Mokhova L.M., and Bazarova V.B. The role of global and local factors in determining the middle to late Holocene environmental history of the South Kurile and Komandar Islands, northwestern Pacific. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 2004. Vol. 209. P. 313–333.
18. *Shikotanskoe zemletryasenie i tsunami 4(5) oktyabrya 1994 goda. Khronika sobytii, analiz posledstviy i sovremennoe sostoyanie problem: sbornik statei*. (The Shikotan earthquake and tsunami on October 4 (5), 1994. Chronicle of events, analysis of consequences and the current state of the problem: collection of articles). B.V. Levin (Ed.). Yuzhno-Sakhalinsk: IMGiG DVO RAN (Publ.), 2014. 114 p. (in Russ.)

УДК 551.4:911.6

ВИДЫ И ЗАДАЧИ ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОГО РАЙОНИРОВАНИЯ

© 2021 г. С. Б. Кузьмин^{1,*}¹ Институт географии им. В.Б. Сочавы СО РАН, Иркутск, Россия

*E-mail: kuzmin@irigs.irk.ru

Поступила в редакцию 20.06.2019 г.

После доработки 28.03.2020 г.

Принята к публикации 06.10.2020 г.

Геоморфологическое районирование рассмотрено как интегрированный подход к анализу и последующему синтезу пространства рельефа и развитых в нем геоморфологических процессов. Представлены главные виды геоморфологического районирования (общее и специальное; однородное и узловое; индивидуальное, типологическое и региональное; аналитическое и синтетическое) и его основные задачи. Геоморфологический район рассматривается как определенная модель – геоморфосистема. В основе геоморфологического районирования лежат общесистемные и географические законы структурно-функциональной целостности пространственных объектов – законы М. Фейгенбаума, А.Л. Чижевского, А.А. Григорьева и М.И. Будыко. В то же время специфика геоморфологических районов связана как с их внутренним строением – элемент, целостность, структура, устойчивость, динамика, генезис, так и с функционированием – трансформация солнечной энергии, влагооборот, геохимический кругооборот, биологический метаболизм, механическое перемещение материала под действием силы тяжести. Рассмотрены основные, имеющиеся на сегодняшний день, подходы к геоморфологическому районированию. Сформулированы главные принципы геоморфологического районирования – объективности, полной делимости, сопряженности границ, генетической и возрастной обусловленности, однородности признаков, экотонности границ, современной обусловленности границ, принцип сравнимости результатов, соразмерности, морфоструктурной обусловленности.

Ключевые слова: региональный и типологический подходы, геоморфосистемы, моделирование

DOI: 10.31857/S0435428121010077

ВВЕДЕНИЕ

Пространство, как среда обитания человека, в географии представлено в виде непрерывно-прерывистого множества отдельных элементов на поверхности Земли, имеющих определенные присущие только им свойства и связанных между собой определенными отношениями. Такое пространство дискретно-континуальных объектов визуализируют на карте: оно может быть рассмотрено либо в виде только дискретных объектов, имеющих общие свойства – топология (например, топографическая карта), либо в виде соподчиненных континуальных объектов с фиксированными границами – *районирование*.

Районирование в широком смысле слова представляет собой метод познания пространства посредством его разделения, когда устанавливается соответствие между отдельными фрагментами целого и какими-либо его признаками, вещами, наполняющими его личностями и их действиями, нормами отношений и т.п. Районирование позволяет в известной степени манипулировать информацией о пространстве для различной номи-

нации и познавательной классификации его частей [1].

Объекты районирования – районы – формируют *пространственную структуру*, которая обладает свойствами иерархичности и фрактальности. Иерархичность проявляется в том, что элементарные объекты группируются во все более высокие по рангу структуры. Между ними устанавливаются отношения соподчинения. В пределах одного ранга объекты районирования не пересекаются в пространстве. Но элемент структуры более высокого ранга вбирает в себя все непересекающиеся в пространстве элементы структуры более низкого ранга. Структура самого высокого ранга последовательно включает в себя все структуры более низких рангов. Фрактальность проявляется в логическом самоподобии всех рангов в рамках иерархичной структуры, т.е. элементы структуры низкого ранга объединяются в структуры более высокого ранга по одним и тем же принципам.

К этому, безусловно, стоит стремиться, однако существуют схемы районирования и классифика-

ции, не только построенные по принципам формальной логики, но и по принципам “скользящего признака”. В этом случае на каждом новом иерархическом уровне используется иной принцип деления, причем разный для разных ветвей классификации, лежащей в основе районирования, хотя и для объектов одного таксономического уровня. Например, легенда к Геологической карте СССР масштаба 1:10000000 и сама карта [2]. Здесь деление динамических геологических процессов проведено сначала, например, по фазе участвующего в процессах вещества (тектонические – магматические процессы), а на более низком иерархическом уровне – по области застывания магмы (интрузивные – эффузивные) либо по особенностям химического состава (кислые – средние – основные) – для магматических процессов; по механизму и результатам деформаций (пликативные – дизъюнктивные – эпейрогенические) – для тектонических процессов. Для геоморфологического районирования рассмотрим этот вопрос на примерах позже.

Районирование не имеет четких определений, часто они несовершенны, даже противоречивы, но это хорошо. Нечеткость понятий позволяет оперировать ими в широком кругу аспектов познания, она и есть признак их фундаментальности, который придает им жизнеспособность. Выделение районов в пространстве предполагает установление внутренних связей и сознательное устранение связей внешних. Тогда мы вправе полагать, что эти связи осуществляются на конечном расстоянии, которое и определяет границы районов. Следовательно, они выделяются целенаправленно, в соответствии с тем или иным аспектом сущности, с тем или иным системным качеством, по совокупности признаков, составляющих содержание понятий.

Районирование всегда описывает территорию полностью, устанавливает связи между обособленными участками пространства – районами. Критерии целостности района одного ранга формируются в структуре районирования более высокого ранга, а он, в свою очередь, определяет критерии общности структур более низкого ранга. Это обуславливает системный характер районирования, наличие у районов эмерджентных свойств. С переходом с ранга на ранг происходит перенос информации, вещества и энергии, поэтому районирование рассматривается в категориях функционирования и синергетики природных процессов, включая человеческую деятельность.

Выделяя некоторый район, мы выделяем и процесс (процессы), приведший к его формированию. В этом заключено метакронное значение районирования. Чисто хронологическая основа районирования, тем не менее, при определенных

условиях позволяет переходить не только к функционированию, но к динамике и эволюции пространственных объектов. Собственно, динамика и эволюция и складываются в процессе познания из последовательно рассмотренных статических пространственных схем.

Районирование всегда идет по пути *картографической генерализации*. Переход с низкого на более высокий ранг неизбежно упрощает визуальную информацию, пока географические объекты на карте не исчезают совсем и вся информация об изучаемой территории не превращается в вербальное описание. Это связано с историческим эволюционным путем становления человеческой мысли в части познания окружающего пространства: на ранних этапах – простое и затем все усложняющееся словесное описание, после – все более и более сложное наглядное визуальное изображение.

ВИДЫ ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОГО РАЙОНИРОВАНИЯ

Виды районирования обычно различают по объектам районирования. В географии представлены два крупных вида районирования: первое – изучает природные объекты (*физико-географическое*), второе – антропогенные (*социально-экономическое*). Считается, что первый вид более теоретический, а второй – более практический. Но природные и антропогенные объекты тесно взаимодействуют в пространстве и во времени, поэтому часто мы имеем дело с совмещенным природно-антропогенным районированием.

Районирование может быть *общим* (теоретическим) и *специальным* (практическим). Общее районирование является базисным, расчленяет пространство по некоторым общим теоретическим критериям, которые могут быть и физико-географическими, и социально-экономическими, и в целом, и по отдельным направлениям. Специальное районирование расчленяет пространство, исходя из некоторой практической задачи. Общее районирование задает тон специальному, т.е. границы районов для специального районирования выбираются из границ районов общего районирования. Это связано с диалектическим и методологическим единством двух видов районирования.

Одним из видов физико-географического районирования является *геоморфологическое районирование*. Оно есть разделение территории на участки разного таксономического ранга с исключительными особенностями рельефа и геоморфологических процессов, формирующимися под действием главных агентов морфогенеза – геологическое строение, климат, почвы, растительность, деятельность человека. *Геоморфологи-*

ческий район обладает общими и специфическими свойствами. Его общее свойство — пространственность, так как районы выделяются на конкретной территории и на их особенности влияют ее размеры, конфигурация, взаимная ориентация частей и др. Специфические свойства геоморфологических районов связаны и с их *внутренним строением* — элемент, целостность, структура, устойчивость, динамика, генезис, и с *функционированием* — трансформация солнечной энергии, влагооборот, геохимический кругооборот, биологический метаболизм, механическое перемещение материала под действием силы тяжести.

Геоморфологические районы — результат определенных процессов схематизации и идеализации пространства рельефа. Это мысленные конструкции, создаваемые исследователем в процессе изучения реального рельефа в каком-либо отношении. Но реальный рельеф и геоморфологические процессы обладают бесконечным рядом свойств, могут быть рассмотрены с разных сторон. Геоморфологическое районирование представляет собой выбор фиксированного ряда свойств рельефа в зависимости от *цели исследования*. Так формируется *предмет* геоморфологического районирования. Он проявляет новые свойства, среди которых выделяют конкретный *аспект* районирования. Значит, геоморфологическое районирование неизбежно ограничено предметом и аспектом исследования. При этом исключается все несущественное, как, впрочем, и существенное (неявное и явное), что не относится к рассматриваемому предмету и аспекту. Геоморфологическое районирование предполагает разделение пространства рельефа и формирующих его процессов на части, описание отдельного в его отношениях к другим отдельным и к целому.

Геоморфологическое районирование также может быть *общим и специальным*. Общее геоморфологическое районирование характеризует рельеф и формирующие его геоморфологические процессы по основным таксонам: *страна — провинция — область — район — микрорайон (подрайон)*. Специальное геоморфологическое районирование проводится под различные практические задачи, например, поиск полезных ископаемых, экологическую диагностику, оценку опасных геоморфологических процессов, инженерно-геоморфологические изыскания, оценку ресурсной значимости территорий и т.п.

По характеру исследуемых объектов геоморфологическое районирование может быть *однородным и узловым*. Каждый таксон однородного геоморфологического районирования характеризуется одним и тем же признаком или их набором в равной степени по всей его площади. Например, районирование ледниковых форм рельефа на равнинах или эоловых форм рельефа в пусты-

нях, или общее геоморфологическое районирование отдельных областей или провинций. Оно определяется дробностью классификации форм рельефа и геоморфологических процессов, а также масштабом карты. При узловом геоморфологическом районировании геоморфологический район обладает неким центром (в пространственном и логическом смысле), который формирует, концентрирует и распределяет потоки вещества и энергии в процессе морфогенеза. Например, районирование дренажных систем, орографическое, литодинамическое, морфотектоническое и др. При этом на картах обычно выделяют несколько таких центров, а границы между районами проводятся в тех местах, где связи между потоками вещества и энергии в геоморфологических системах с собственным центром становятся слабее, чем с соседними.

По наличию или отсутствию иерархии в объектах районирования геоморфологическое районирование может быть *индивидуальным, типологическим и региональным*. Индивидуальное геоморфологическое районирование расчленяет территорию на исключительные, нигде более не повторяющиеся территориальные геоморфологические единицы. Примером является общее геоморфологическое районирование без учета зональных особенностей рельефа и геоморфологических процессов. Его таксоны — *микрорайоны, районы, области* — строго индивидуальны, имеют собственное название и единственный пространственный адрес. В специальном геоморфологическом районировании примером могут быть: районирование рельефа в зонах разломов, районирование по опасным геоморфологическим процессам и др.

Типологическое геоморфологическое районирование расчленяет территорию на пространственно разрозненные фрагменты, но сходные по выбранному критерию оценки рельефа и геоморфологических процессов. Например, районирование территорий по генезису или возрасту рельефа, или районирование антропогенных форм рельефа и т.п. Такое районирование создает мозаичную структуру рельефа и геоморфологических процессов.

Региональное геоморфологическое районирование бывает *синтетическим и аналитическим*. Синтетическое связано с широтно-зональными характеристиками природной среды для равнинных стран и высотно-поясными характеристиками ландшафтов горных стран, а также региональными особенностями и тех, и других. В первом случае это изменения климата на равнинах в связи с изменением географической широты, что обусловлено изменением притока солнечной радиации. В результате формируется зональная структура рельефа и геоморфологических про-

цессов, закономерно изменяющаяся с севера на юг. Ее аналогом служит высотная поясность в горах, где с увеличением высоты закономерно изменяется набор агентов морфогенеза, которые формируют специфический ярусный рельеф. В этом случае региональными особенностями рельефа и геоморфологических процессов могут выступать: 1) орографические особенности местности, т.е. взаимное расположение и конфигурация горных систем; 2) положение по отношению к господствующим потокам воздушных масс; 3) удаленность от водных бассейнов, главным образом океанов и морей; 4) геологическое строение; 5) неотектонические и современные геодинамические региональные особенности; 6) соллярная и ветровая экспозиция, форма, крутизна и протяженность склонов; 7) строение речных бассейнов; 8) особенности почвенного и растительного покрова; 9) характер и степень хозяйственного освоения и др.

Аналитическое геоморфологическое районирование связано с изменением какого-либо одного геоморфологического параметра на территории. Например, скорость денудации, величина неотектонических движений земной коры, степень расчлененности рельефа и т.п. Выделяемые геоморфологические районы получаются либо индивидуальными, либо типологическими. Такое районирование в некотором смысле тяготеет к узловому, так как на исследуемой площади обычно выделяется несколько максимумов и минимумов исследуемого параметра. Районы выделяются в соответствии с выбранными рангами шкалы изменения параметра, а границы между ними и являются продуктом анализа этих шкал.

На практике геоморфологи чаще используют совмещенные виды геоморфологического районирования: индивидуально-типологическое, индивидуально-региональное, регионально-типологическое, индивидуально-регионально-типологическое.

ЗАДАЧИ ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОГО РАЙОНИРОВАНИЯ

Главная задача геоморфологического районирования состоит в изучении и картографировании рельефа и геоморфологических процессов на обширных территориях с разнообразными и сложными природными и социально-экономическими условиями, поскольку в этом случае всегда необходимо учитывать их региональные, типологические и индивидуальные черты. На региональном фоне возникает необходимость анализировать как *видовые* (индивидуальные), так и *родовые* (типологические) особенности рельефа. В этом состоит основная трудность геоморфологического районирования, так как выдержать формально-логические принципы удается в ис-

ключительных случаях. Типологически сходные формы рельефа часто территориально разобщены, а возникает необходимость их объединения в один район. Именно такой район с точки зрения общей теории систем будет целостной структурой, объединяющей структуры более низкого ранга с различными взаимосвязями. Такой геоморфологический район будет характеризоваться единством потоков вещества и энергии в рельефе, которые играют как интегрирующую, так и дифференцирующую роль при формировании всей структуры районирования определенной территории. Реализовать это на практике, особенно для обширных, геоморфологически разнородных и геологически разновозрастных территорий очень трудно.

Другой главной задачей, без которой невозможно геоморфологическое районирование, является *классификация* форм рельефа и геоморфологических процессов на основе их структурно-функциональной организации и специализации. Поскольку систематики и таксономии в качестве сущностного естественного порядка вещей не могут быть единственными, то и классификация должна иметь свою функциональную направленность в зависимости от цели и задач исследования. Географическое пространство состоит из объектов, которые существуют безотносительно к тому, как мы их будем разбивать и группировать для изучения, поэтому и классификации — это лишь предсказание новых классов объектов и определение новых свойств уже известных классов объектов [3].

Здесь полезно вспомнить теоремы К. Гёделя “о неполноте”, которые указывают на несовершенство формально-логических систем, в которые в данном случае мы пытаемся вписать проблемы геоморфологического районирования, и на наличие в них неразрешимых положений, являющихся недоказуемыми и одновременно неопровержимыми. Хотя в последнее время относительно верности теорем Гёделя идут споры [4, 5], но факт остается фактом — любая научная концепция, несмотря на ее кажущееся совершенство и непротиворечивость, неполна. При этом модель (предмет) отражает объект исследования лишь частично. Невозможно построить такие формальные модели, которые были бы полностью адекватны (тождественны) исследуемому объекту. Например, геоморфологические районы были бы тождественны самому рельефу. Но это как раз и стимулирует непрерывное развитие геоморфологических знаний, поскольку для доказательства некоторой системы представлений о геоморфологическом районировании приходится привлекать более сложную систему представлений о геоморфологическом районировании, а для доказательства этой более сложной системы требуется еще более сложная система и т.д.

Геоморфологические районы – объекты геоморфологического районирования в общем, а не таксономическом смысле. Проще рассмотреть их как системы – *геоморфосистемы* – на основе общей теории систем и синергетики природных и социально-экономических процессов с их принципами. При этом главными свойствами геоморфосистем являются *нелинейность, диссипативность, открытость, синергетичность, эмерджентность, саморегулируемость, фрактальность, сингулярность* и др.

В этом смысле при геоморфологическом районировании и вообще, и в частности удобно опираться на общую теорию геосистем А.Н. Ласточкина, разработанную на морфологическом и субстанционально-динамическом уровнях применительно ко всем геокомпонентам, геокомплексам, геопотокам, процессам и полям. Первый блок этой теории состоит из взаимосвязанных объектов трех степеней сложности – элементов ландшафтно-экологической оболочки, геоморфосистем как совокупности элементов и структур, системно-морфологических районов или надгеоморфосистем, а также из структурной географии и универсального геоязыка теории. Второй блок включает принципы динамического истолкования морфологии названных составляющих. Третий блок содержит опыт, результаты и особенности ее приложения к решению практических задач геолого-географических и геоэкологических изысканий и исследований [6].

Свойства геоморфологических районов могут варьировать в пространстве в результате суперпозиции эффектов действия вмещающих компонентов и внутренних межкомпонентных связей. Это явление есть порождение их эмерджентных свойств, которые возникают только благодаря существованию связей между компонентами отдельных районов и могут перекрывать по значимости влияние компонентов по отдельности [7].

Следующая основная задача при геоморфологическом районировании – учет соотношения между разными *пространственно-временными масштабами*, поскольку иерархическая организация природы требует учета процессов, реализующихся не только на исследуемом уровне, но и, как минимум, на двух смежных: более высоком, определяющем константы процессов, и более низком, порождающем их механизмы. На одной территории в одно и то же время протекают процессы с разными характерными временами, для каждого из которых существует своя специфическая иерархия и фрактально-динамическое самоподобие, происходит смена ведущего фактора и его вклада в варьирование анализируемых переменных при переходе с уровня на уровень [8]. Иерархические уровни не задаются строго по одному ведущему компоненту, а выявляются на

основании межкомпонентных отношений, т.е. формируются и анализируются целостные структуры, подчиняющиеся единому фактору пространственной дифференциации [9].

Предмет исследований геоморфологического районирования составляют те свойства геоморфологических районов, которые позволяют рассматривать рельеф и геоморфологические процессы как непрерывно-прерывистые проводники вещества и энергии в природных и природно-антропогенных системах, изменяющие облик окружающей среды.

В основе геоморфологического районирования должны лежать *общесистемные и географические законы* структурно-функциональной целостности пространственных объектов: 1) закон М. Фейгенбаума – организация внутрисистемных процессов управляется определенным диапазоном энергетических параметров внешней среды; 2) закон А.Л. Чижевского – главным условием функциональной устойчивости любой природной системы является эффект суммативной взаимокompенсации положительных и отрицательных отклонений ее гидротермических параметров на протяжении 11-летнего солнечного цикла, к концу которого система приходит в исходное состояние; 3) закон физико-географических процессов А.А. Григорьева – интенсивность процессов в природных системах определяется поступлением в них солнечной энергии и осадков, соотношением тепла и влаги, литолого-геоморфологическими условиями, характером почв, растительности, антропогенными воздействиями; 4) закон периодической географической зональности А.А. Григорьева и М.И. Будыко [10]. На их основе выводится целостность геоморфологических районов как геоморфосистем, т.е. как определенной системно-геофизической организованности массо-энергообмена в географическом пространстве конкретной территории, соответствующей поступлению тепла и влаги, потенциальной энергии рельефа и физическим свойствам горных пород. Это позволяет рассматривать геоморфологические районы как открытые системы, обменивающиеся с внешней средой и другими районами веществом и энергией, информацией, что и характерно для общей теории систем.

Аспект исследований в геоморфологическом районировании практический, заключается в разработке подходов к использованию выявленных предметных свойств геоморфологических районов для оптимизации хозяйственной деятельности человека, рационального использования ресурсов окружающей среды, реабилитации нарушенных земель, обеспечения экологической безопасности и защиты от стихийных бедствий.

Хотя геоморфологический район как геоморфосистема обменивается с окружающей средой

веществом, энергией и информацией, но в структурно-функциональных практических задачах мы не можем оценить этот обмен по неограниченному числу параметров, поскольку с увеличением числа параметров экспоненциально растут ошибки в данных. Должна быть создана определенная модель геоморфологического района (геоморфосистемы), которую следует специализировать под отдельные наборы параметров.

В вопросах установления параметров и критериев выделения геоморфологических районов также возникают определенные трудности. Существует устойчивое представление о том, что не всякое материальное тело оказывается системой, поскольку тело может быть выделено по произвольным признакам и поэтому не имеет системной целостности. Во-первых, любая вещь имеет такое большое количество признаков, что невозможно установить даже в онтологическом смысле, какие из них являются произвольными, а какие произвольными. Во-вторых, произвольными признаками являются только потому, что их “произволили”, выбрали. Признаки есть атрибуты. И, в-третьих, не стоит под произвольными признаками понимать явные признаки. Следовательно, выделить геоморфологические районы по признакам, параметрам, критериям – это и есть создать системную целостность – геоморфосистемы, смоделировать их, абстрагироваться от признаков, не существенных для выбранного метода геоморфологического районирования.

Хуже другое. Рассуждения о произвольности и произвольности критериев выделения геоморфологических районов могут привести к безотрадному выводу о том, что их границы могут быть установленными или не установленными, что установление это может не зависеть от практических целей, а задачей геоморфологического районирования является отыскание “чистой” естественности геоморфологического природного объекта – района пространства. По этому поводу можно выразить только методологическое сожаление. Установление границ – это и есть метод познания пространства, в нашем случае – рельефа. Не установив границ, нельзя составить никакого мнения ни о чем. Нельзя также составить мнение вне связи с целью. Определение “чистой” естественности объекта есть не более чем обнаружение еще одного элемента в бесконечном их множестве.

Влияние фундаментализма, “естественности” форм существования материальных объектов, их классификаций в науках о Земле, к сожалению, губительно велико. Так, в своей основополагающей монографии классик естественнонаучной мысли И.В. Шарапов неожиданно допускает существование естественных и искусственных классификаций природных объектов, при этом

естественная классификация определяется якобы природой изучаемого объекта, а искусственная – целями исследования [11]. Несостоятельность такого рода суждений давно доказана Ю.А. Ворониным [3]. Нельзя классифицировать объекты, не поставив себе хотя бы это целью. Невозможность отыскания “единственно верной”, “естественной” классификации материальных объектов доказана еще Р. Эшби в 40–50-х годах XX века [12]. Познание бесконечно разнообразного мира, если только мы допускаем бесконечное разнообразие мира, есть установление связей, ограничение разнообразия. Развитие науки возможно только посредством ограничения разнообразия, так как: 1) всякий закон природы есть ограничение разнообразия; 2) предсказуемость подразумевает ограничение разнообразия; 3) обучение возможно лишь постольку, поскольку последовательность событий обнаруживает ограничение разнообразия; 4) с течением времени разнообразие множества элементов в замкнутой системе уменьшается.

Поэтому еще одной главной задачей геоморфологического районирования являются установление связей, сознательное ограничение разнообразия рельефа и геоморфологических процессов, моделирование геоморфосистем. Для любой методики геоморфологического районирования должны быть установлены связи, имеющие наибольшее значение для конкретной поставленной цели, определены критические системообразующие компоненты геоморфологических районов согласно этой цели, в соответствии с выбранной концептуальной схемой. Так и формируется аспект исследования при геоморфологическом районировании. А эмпирические данные о рельефе должны рассматриваться как научные факты только в том случае, когда они включены в теоретическую систему. Ведь даже данные экспериментов зависят от целей, способности, средств, знаний, заблуждений экспериментатора, просто от случайности, и не могут быть вполне обоснованными, что делает достоверность полученных им выводов лишь вероятностной.

Но в основе любой схемы геоморфологического районирования может лежать целый ряд моделей в зависимости от ее назначения, функционирования, возможностей использования и оптимизации. Поэтому модель должна иметь определенную целевую установку. При моделировании геоморфосистем важно устранить частности и подчеркнуть главнейшие связи. Моделирование всегда связано с генерализацией, это есть операция с объектами, которые сами в свою очередь являются продуктом генерализации. Модель утверждает нас в определенных теоретических посылах, играет эвристическую роль, побуждает к научному поиску, к рассмотрению геоморфологических районов, прежде всего, как среды обита-

ния человека и источника природных ресурсов. Модель, которая только поясняет и утверждает, не побуждая к дальнейшим исследованиям и извлечению из научного поиска биологических и социальных интересов человека, — неполноценна [13].

Еще одной краеугольной задачей геоморфологического районирования является ответ на вопрос *как?* выделяются те или иные геоморфологические районы. Необходим переход к формальным эмерджентным свойствам этих районов как геоморфосистем. Следует: а) при известных параметрах рельефа и геоморфологических процессов использовать такие их сочетания, для которых можно подыскать эмерджентное свойство геоморфосистемы; б) при известном эмерджентном свойстве геоморфосистемы подбирать такие сочетания параметров рельефа и геоморфологических процессов, которые удовлетворяют условию эмерджентности. Тут и встает вопрос об аналогии эмерджентных свойств физических систем и сознания, как эмерджентного свойства мозга, о соотношении эмерджентных и результирующих свойств систем, их онтологического статуса, о неустранимости объяснительного разрыва между физическим и ментальным миром [14]. Но здесь нет никаких приоритетов, никаких специальных областей применения. В противном случае мы рискуем встать на путь бесконечного перебора всех мыслимых и немыслимых правил, по которым может быть расчленено континуальное географическое пространство [15].

АНАЛИЗ НЕКОТОРЫХ ПОДХОДОВ К ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОМУ РАЙОНИРОВАНИЮ

В 1939 г. геоморфологическое районирование европейской части СССР предложил И.П. Герасимов [16]. Он придерживался историко-генетического принципа районирования, учитывая в первую очередь влияние ледникового покрова на формирование рельефа, непосредственное в северной части Русской равнины и косвенное в южной. Им выделены две геоморфологические зоны: 1) северная ледниковых (моренных) и приледниковых (зандровых) равнин и форм; 2) южная внеледниковых аккумулятивных (лессовых, аллювиальных) и выработанных (эрозионных) равнин. По комплексу геоморфологических и геологических признаков зоны подразделены на геоморфологические области и районы. Предложенная карта регионально-типологическая. Критериями для проведения границ между районами были общий характер земной поверхности и строение рыхлого четвертичного покрова. Большинство областей и районов на карте соответствуют крупным орографическим единицам, например, Среднерусской и Приволжской возвышенностям, Донской низине, Донецкому кряжу

и др. Однако выделены и такие геоморфологические области, которые не имеют четко выраженного орографического единства, но обладают другими общими чертами: северо-западная область мощного развития ледниковых отложений и преобладания ледниково-аккумулятивных форм, юго-западная украинская лессовая область и др. Однако при разделении таких областей на районы на первый план все же выступает морфологический принцип. Так, в юго-западную лессовую область включены районы: Днепроовско-Донской склон Среднерусской возвышенности, Приднепровская низина, возвышенное Приднепровье и др. В объяснительной записке к карте приведена краткая генетическая характеристика каждого геоморфологического района, которая подчеркивает его внутреннее морфогенетическое единство и своеобразие. Карта была достаточно оригинальной и методически выдержанной, но в части тектоники, особенно новейших тектонических движений и современной геодинамической активности — недостаточно обоснована. Так, И.П. Герасимов считает достаточным наличие лессовых покровов для объединения в одну юго-западную украинскую геоморфологическую область Днепроовской низменности, Волыно-Подольского плато, Причерноморской низменности, хотя эти районы настолько отличаются друг от друга в неотектоническом и морфоструктурном отношении, что скорее должны быть поставлены наравне с такими геоморфологическими областями, как Среднерусская возвышенность и Донская равнина.

В 1941 г. К.К. Марков и Ю.А. Скворцов предложили вариант карты общего геоморфологического районирования крупных территорий, в основу которого положена специальная геоморфологическая классификация с выделением основных типов рельефа: эрозионно-тектонического, структурного и аккумулятивного. Принцип карты следующий. Эрозионно-тектонический рельеф характерен для геосинклинальных областей, где высокие горы перемежаются с выровненными пространствами, глубокими межхребтовыми понижениями и речными долинами. Структурный рельеф характерен для платформенных областей со слабой неотектонической дислоцированностью горных пород и большой устойчивостью по отношению к агентам денудации. Эрозионно-тектонический и структурный типы рельефа отражают геотектоническую противоположность геосинклинальных и платформенных областей в случаях, когда и в тех и в других преобладают поднятия разной интенсивности. Аккумулятивный рельеф приурочен к областям погружения земной коры, сопровождаемого накоплением рыхлого материала [17].

В 1947 г. на основе этой классификации была построена Карта геоморфологического районирования СССР масштаба 1:10 000 000 под редак-

цией К.К. Маркова. Она стала результатом работы большого коллектива авторов, в основном сотрудников Института географии АН СССР, и представляет собой важный этап в разработке принципов геоморфологического районирования [18]. На карте сделана первая попытка показать рельеф морского дна, совместно показаны границы геоморфологических районов, распространения генетических типов и подтипов рельефа. Кроме эрозионно-тектонического, структурного и аккумулятивного типов рельефа, на карте выделен морфоскульптурный рельеф. Каждый из генетических типов разделяется на подтипы, но принцип их разграничения недостаточно обоснован. Так, в эрозионно-тектоническом типе выделены высокогорный, среднегорный и низкогорный подтипы. К этому же типу отнесены слабо и сильно расчлененные водоразделы и склоны. К структурному рельефу, наряду с куэстами, отнесены вулканические конусы и лавовые потоки. В морфоскульптурном рельефе выделены равнины возвышенные, равнины густо расчлененные балочной сетью и др., в аккумулятивном рельефе по морфогенным факторам выделены формы — аллювиальные, морские, эоловые.

На карте выделены 15 геоморфологических провинций, которые подразделены на области, подобласти и районы. Геоморфологические провинции, по К.К. Маркову, представляют собой крупнейшие территории, отвечающие цельным геоструктурным единицам (предполагалась их тектоническая природа) и характеризующиеся общими чертами рельефа в пределах каждой единицы. Таковы, например, Балтийский кристаллический щит, равнина европейской части СССР, Карпаты, горы Кавказа и Крыма, Урал, Новая Земля и др. Принципы более дробного районирования сформулированы на карте нечетко, и остается неясным, чем же отличаются провинции от областей, и что представляют собой подобласти и районы. За всем тем совмещение на одной карте двух категориальных систем картографирования: морфогенетического (типологического) и районного весьма желательно, так как обе системы взаимно дополняют друг друга. Но на карте К.К. Маркова, однако, этот принцип не получил достаточно четкого отражения. Таким образом, по общим принципам построения карта является индивидуально-регионально-типологической, т.е. настолько комплексной, насколько это возможно. Это было безусловным достижением тех лет. Но в легенде и на карте возникли существенные недостатки из-за невыдержанности формально-логических схем построения, о чем упоминалось выше.

До начала 50-х годов XX века вопросы геоморфологического районирования почти всецело находились в ведении ландшафтоведения и физической географии. К тому было несколько причин:

- 1) собственно вопросы географического районирования имели истоки, прежде всего, в практических нуждах социально-экономической географии, хозяйственного освоения территории, откуда они и перекочевали в физическую географию;
- 2) исторически сложилось так, что вопросы районирования отрабатывались в основном для равнинных территорий, главным образом, Русской равнины;
- 3) геоморфология традиционно рассматривалась и рассматривается до сих пор как географическая дисциплина, а рельеф и геоморфологические процессы подчинены основным географическим законам. Но с середины XX века возникло и стало крепнуть геолого-тектоническое направление в геоморфологии, что было связано как с актуализацией практических задач по поиску полезных ископаемых, так и теоретическим обоснованием учения о морфоструктурах.

В 1950 г. определяющий толчок к переходу на анализ геологической и тектонической структуры как основы для разработки подходов и принципов геоморфологического районирования и методов картографирования рельефа и геоморфологических процессов был дан в работах В.Е. Хаина [19]. Для горных стран он выделял геоморфологические зоны (элементы зонального высотного строения): 1) структурно-денудационного рельефа с несколькими ярусами разновозрастных поверхностей выравнивания, с пассивным отражением складчатых структур в рельефе, широким распространением обращенных форм рельефа; зона подразделяется на геоморфологические регионы в зависимости от высоты и возраста поверхностей выравнивания, степени их сохранности, характера складчатости, оледенения; 2) наклонных равнин — подразделяется по возрасту покровных осадков и степени расчленения рельефа; 3) структурного рельефа с прямым отражением тектоники в рельефе — подразделяется по возрасту тектонических складок и их морфологии; 4) современного аккумулятивного рельефа — подразделяется по положению относительно горных хребтов (передовые, межгорные) и по высоте; 5) насаженного вулканического рельефа — подразделяется по возрасту и морфологии вулканических сооружений. Работы В.Е. Хаина были первыми попытками регионального (зонального) подхода к анализу рельефа собственно горных стран, которые впоследствии и легли в основу оценки ярусности рельефа в горах в связи с высотной поясностью ландшафтов, к которой ландшафтоведы пришли из другой природоведческой дисциплины — геоботаники.

В середине 50-х годов XX века Д.Г. Панов и И.Н. Сафронов разработали оригинальные принципы и построили карту геоморфологического районирования на примере Большого Кавказа и Предкавказья. В основу выделения наиболее крупных таксономических единиц ими положе-

ны тектонические структуры различного порядка. Предкавказье и горная часть Кавказа отнесены к двум геоморфологическим провинциям: подвижной платформы и геосинклинальной морфоструктуры. По характеру морфоструктур более низкого порядка провинции подразделяются на основании особенностей морфоклиматических процессов — на геоморфологические районы, соответствующие типам рельефа и их сочетаниям. В основу районирования положен принцип выделения крупных морфоструктур различных порядков, предопределенных новейшими и современными тектоническими движениями, сейсмичностью и соответствующих провинциям, областям и районам с характерной для них структурой высотной поясности (ярусности) рельефа и обусловленными ею морфоскульптурами.

В 1958 г. Д.Г. Панов пошел далее и построил карту геоморфологического районирования для всей территории СССР [20]. Он разделил ее на 39 геоморфологических провинций, объединенных в пять основных групп (терминология Д.Г. Панова): 1) глыбовой морфоструктуры, 2) платформенной морфоструктуры, 3) возрожденных горных стран на байкальском и палеозойском складчатом фундаменте, 4) возрожденных горных стран на мезозойском складчатом фундаменте, 5) альпийских геосинклинальных структур. Этот комплексный подход был с энтузиазмом встречен, прежде всего, геологами. Д.Г. Панов полагал, что при комплексном геоморфологическом районировании в процессе выделения единиц разного таксономического ранга во всех случаях необходим учет наиболее общих признаков при выделении крупных таксонов и частных признаков для более мелких единиц. При этом неизбежно встает вопрос о том, как в одной системе районирования сочетать морфоструктурные и морфоскульптурные особенности рельефа? Наиболее крупные таксоны — геоморфологические страны, провинции, области — следует выделять с учетом морфоструктурных особенностей территории (тип земной коры, интенсивность неотектонических движений и др.). Мелкие единицы — районы, микрорайоны — выделяются с учетом морфоскульптурных особенностей (морфологические особенности поверхности, интенсивность денудации и др.). Такой подход связан с разномасштабностью проявления в рельефе эндогенных и экзогенных рельефообразующих процессов. Подход комплексный, является, по сути, индивидуальным регионально-типологическим.

В 60-х годах XX века в геоморфологическом районировании все более начинает укрепляться, а впоследствии и преобладать “неотектонический” или морфоструктурный подход. Это связано с именами Н.С. Шатского, С.С. Шульца,

И.П. Герасимова, Н.А. Флоренсова, Ю.А. Мещерякова, Е.Е. Милановского, С.С. Коржуева и др. Но главным пионером в этом направлении был профессор кафедры общей геологии Московского геологоразведочного института Н.И. Николаев. Он разработал учение о неотектонике в его современном виде, опираясь на классические работы В.А. Обручева. Н.И. Николаев не только обосновал необходимость учета при геоморфологическом районировании особенностей новейших тектонических движений крупных территорий регионального таксономического деления (стран, провинций), но и целесообразность изучения всего комплекса геолого-геофизических данных (состав горных пород, сетка активных разломов, тектоническая структура, сейсмичность, вулканизм и др.), которые повлияли на формирование современного облика рельефа и характера геоморфологических процессов. При более детальном геоморфологическом районировании (области, районы, подрайоны) следует подключать морфоклиматические зональные факторы рельефообразования. Но даже на этих низких уровнях использование в широком смысле слова геологических данных является, по мнению Н.И. Николаева, определяющим [21].

В 1960-х годах С.С. Воскресенский разработал принципы геоморфологического районирования, провел геоморфологическое районирование СССР, результаты которого изложил в крупных монографиях [22, 23]. На долгие годы его работы стали и являются до сих пор настольными книгами по геоморфологическому районированию.

С.С. Воскресенский для территории СССР с единых позиций приводит характеристику рельефа по крупным регионам. Всего выделено 12 геоморфологических провинций, из которых 4 — равнинно-платформенные, 6 — горные и 2 своеобразные — молодая платформа Центрального Казахстана и область слабого горообразования Урала. При разработке принципов геоморфологического районирования С.С. Воскресенский обобщил все существующие разработки в этом направлении. Рельеф рассматривается им как сложный комплекс форм земной поверхности с характерным для них строением рыхлых отложений, определенными генезисом, возрастом и историей развития. При этом постоянно подчеркивается, что рельеф есть результат взаимодействия эндогенных и экзогенных сил. Для каждой провинции приведены данные об особенностях новейших тектонических движений, экзогенного рельефообразования и строения рыхлых отложений.

В 1980 г. коллективом авторов под руководством С.С. Воскресенского опубликована фундаментальная монография “Геоморфологическое районирование СССР и прилегающих морей” [24].

Она уже в полной мере вобрала в себя все известные к тому времени успехи в вопросе геоморфологического районирования, и по возможности учла имеющиеся недостатки. Геоморфологическое районирование С.С. Воскресенского базируется теперь на геотектоническом подразделении территории (индивидуальная составляющая), но учитывает рельефообразующее значение экзогенных климатических факторов (региональная зональная составляющая). Каждая категория здесь — это геоморфологический район определенного таксономического ранга — зона, страна, провинция, область, район. Они характеризуются своими индивидуальными, типологическими и региональными геоморфологическими признаками, которые отличают ее от смежных регионов того же ранга. Этим геоморфологическое районирование С.С. Воскресенского отличается от простого типологического геоморфологического картографирования, при котором выделяются классификационные категории рельефа по их существенным геоморфологическим признакам (морфология), а не как целостные геоморфологические территориальные категории. Если индивидуальная и типологическая категории относятся друг к другу как родовое понятие к видовому, то категории геоморфологического районирования на данной карте — как часть к целому, т.е. устанавливаются их субординация, иерархия.

С.С. Воскресенский подчеркивал, что геоморфологическое районирование — это многоступенчатая система, состоящая из таксонов разного ранга. Он выделил 6 главных принципов геоморфологического районирования: 1) принцип объективности, который предполагает использование всех доступных знаний об объекте исследований; 2) принцип полной делимости, т.е. на карте не должно оставаться территорий, не отнесенных к определенному таксономическому рангу; 3) принцип генетической и исторической обусловленности, поскольку отличия в рельефе одной территории от другой обусловлены различиями в системе сочетания факторов рельефообразования, которые изменяются не только в пространстве, но и во времени; 4) принцип скользящего сочетания всей системы факторов рельефообразования, т.е. при проведении границ одного ранга следует учитывать одну группу факторов, а при переходе на другие ранги — другую; 5) принцип сопряжения регионов, т.е. при геоморфологическом районировании следует принимать во внимание то, насколько резок переход от одного региона к другому, и в зависимости от этого принимать решение о проведении границ между ними; 6) принцип связи с современными географическими условиями, что особенно важно при районировании субаквального и субаэрального рельефа и учете положения современной береговой линии. При постоянстве принципов районирования

признаки для проведения границ регионов могут меняться при переходе от одного таксономического ранга к другому.

В 80-х годах XX века в геоморфологическом районировании окончательно сформировался структурно-геоморфологический и неотектонический подход. Причем его влияние было настолько велико, что во многих работах вопросы экзогенного рельефообразования были полностью упущены при геоморфологическом районировании.

Например, И.П. Варламов [25] разработал оригинальный и концептуально выдержанный методический подход к структурно-геоморфологическому районированию на примере Сибири. В основе его подхода лежат две карты: неотектоническая и историко-генетическая геоморфологическая. На основе характера неотектонических движений, морфологических и палеогеографических данных исследованная территория Сибири поделена на геоморфологические провинции, области и районы. Тем не менее сами границы проведены часто вне зависимости от того, какую геологическую историю пережили участки земной коры до начала неотектонического этапа. Фактически основным критерием в этой методике являются амплитуды неотектонических движений, что представляется не совсем верным. Методика И.П. Варламова упомянута здесь в связи с тем, что является крайним проявлением так называемого “неотектонического” подхода к геоморфологическому районированию. Экзогенные (климатические) факторы рельефообразования в ней не учитываются вовсе, но даже и геолого-структурные показатели ограничены. Не рассмотрены свойства горных пород: состав, структура, в том числе и тектоническая.

Последнее крупное исследование по вопросу общего геоморфологического районирования выразилось в создании Карты геоморфологического районирования России [26]. На ней выделено 19 геоморфологических стран, разделенных на провинции, области и районы. При районировании учитывались морфоструктурные и морфоскульптурные особенности земной поверхности и морского дна: тип земной коры, интенсивность и тип неотектонических движений, структурные и литологические особенности горных пород, слагающих рельеф, тип и интенсивность экзогенных процессов. Границы между таксонами обычно плавные, а переходы между ними постепенные, за исключением мест с резкими изменениями характера рельефа: активные разломы, берег моря и т.п. Карта дробная, с высокой степенью детализации районов. Но и она по-прежнему основана на принципах районирования 1970–1980-х годов, хотя даже в сравнении, например, с Картой геоморфологического районирования СССР 1985 г.

имеет декларативный характер. Принципы районирования, критерии выделения районов и проведения границ между ними четко не определены. Анализ карты показывает, что она выполнена в согласии с регионально-типологическим подходом. Границы таксонов, начиная с ранга провинций, пространственно разобщены, не имеют сопряжения, но и не обладают чертами индивидуального районирования, представляют, по сути, результат ландшафтного картирования (по А.Г. Исаченко [27]). Последнее обстоятельство запрещает объединение в один ранг, тем более, самого высокого таксономического уровня (страна), рельефа, сформированного в субаквальных и субэаральных условиях. Но на карте отражено именно такое объединение. Сама попытка увязать в комплекс разные признаки и принципы геоморфологического районирования представляется обоснованной, но в данном случае нарушены элементарные логические конструкции, а сами границы получились сугубо формальными.

В 2009 г. В.С. Полянин создал схему геоморфологического районирования России и прилегающих акваторий морей и океанов, построенную на принципах региональной геоморфологии [28]. Он отмечал, что при наличии обширной специальной литературы по геологии, неотектонике, геоморфологии, четвертичной геологии до настоящего времени нет работ по комплексной характеристике отдельных крупных регионов. Он установил связи между геологическими структурами регионов, развитыми в их контурах типами геоморфологических ландшафтов, господствовавшими в новейшее время геодинамическими режимами, интенсивностью неотектонических движений и преобладающими генетическими типами четвертичных отложений. В основу предложенной схемы положены: Тектоническая карта Северной Евразии (1:5000000), Геологические карты СССР и России (1:2500000 – 1:1000000), Карты новейшей тектоники СССР и России (1:5000000 – 1:1000000), Геоморфологические карты (1:5000000 – 1:1000000), Геологические карты четвертичных отложений (1:5000000 – 1:1000000), Литолого-палеогеографическая карта (1:7500000). Хотя признаки и принципы собственно геоморфологического районирования В.С. Поляниным специально не обоснованы, но из анализа схемы становится понятным, что она построена на базе геолого-неотектонической структуры. Схема, по сути, представляет собой классический пример индивидуального районирования.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Таким образом, в отечественной геоморфологии были предложены достаточно оригинальные и результативные методики и подходы к геомор-

фологическому районированию, как к типологическому, региональному, так и к индивидуальному, различающиеся как по площади охвата, так и по конкретной цели исследований. Тем не менее многие исследователи в попытках комплексного подхода использовали методологически и логически несовместимые принципы, что делало построенные карты в некотором смысле декларативными. Часто комплексность заменялась эклектическим подходом, в котором отсутствовали системные связи, а проведение границ между объектами геоморфологического районирования (классификационными или пространственно-таксономическими рангами) осуществлялось формально, без учета конкретной целевой установки. Наиболее рассмотренным нами выше формально-логическим системно-ориентированным принципам соответствует подход к геоморфологическому районированию С.С. Воскресенского. Это позволяет сделать главный вывод из работы о том, что геоморфологическое районирование возможно и нужно. Поэтому для общего геоморфологического районирования предлагается использовать следующие главные принципы, которые во многом пересекаются с принципами С.С. Воскресенского, но и дополняют их.

Принцип объективности. Любое районирование зависит от цели. Цель определяет средства, т.е. методы ее достижения. Методы выбираются исходя из принципов районирования: общенаучных логических, тематических отраслевых (в нашем случае – геоморфологических), картографических. Именно такая, а не какая-либо иная последовательность действий исследователя и определяется принципом объективности.

Принцип полной делимости. Вся исследуемая территория и/или акватория должна быть охвачена объектами геоморфологического районирования. Каждый ранг районирования – страна, провинция, область, район, подрайон – должен быть поделен на соподчиненные элементы внутренней структуры полностью, без остатка.

Принцип сопряженности границ. При геоморфологическом районировании должна, безусловно, соблюдаться территориальная целостность (общность) пространственно-таксономических единиц для всех рангов. Эти единицы должны быть индивидуальными и не могут слагаться из пространственно разобщенных участков.

Принцип генетической и возрастной обусловленности. При выделении и классификации объектов (рангов) геоморфологического районирования должны использоваться их руководящие генетические и возрастные признаки. Сочетания признаков должны быть одинаковыми для одного и того же ранга геоморфологического районирования. При переходе от ранга к рангу набор признаков меняется, но не полностью.

Принцип однородности признаков. Он акцентирует внимание на главном типичном свойстве единиц районирования, позволяющем отличать их от единиц частного районирования. В то же время внутри такой единицы могут быть участки с иной природой, что обуславливается их генетическими связями с типичными участками.

Принцип экотонности границ. Границы между геоморфологическими районами имеют плавающий характер. В ядрах объектов районирования — стран, провинций, областей, районов — влияние признаков, по которым они выделены, максимально, а по мере продвижения к периферии это влияние снижается. Исключения составляют границы, проведенные по резким изменениям в структуре рельефа и рельефообразующих процессов: активные протяженные разломы земной коры, граница береговой линии морей и океанов, границы денудационного и аккумулятивного рельефа и т.п.

Принцип современной обусловленности границ. Современный рельеф, который мы районировать, имеет разный возраст и историю развития. На определенных этапах формируются его основные генетические черты, которые обуславливают облик и характер рельефообразующих процессов. Эндогенные (внутренние) и экзогенные (внешние) признаки рельефа и факторы рельефообразования не эквивалентны ни в пространстве, ни во времени. Первые доминируют над вторыми. Однако современная географическая ситуация может усиливать влияние внешних факторов. Например, изменения очертаний береговой линии морей и океанов, деятельность покровных и горно-долинных ледников, антропогенные изменения ландшафта, вертикальная зональность атмосферы и т.п. Следовательно, необходим учет закономерностей физико-географической дифференциации.

Принцип сравнимости результатов. Результаты общего геоморфологического районирования должны быть сравнимыми для территорий и акваторий с разными физико-географическими условиями и при разной детальности подразделения.

Принцип соразмерности. При выделении таксономических подразделений геоморфологического районирования необходимо по возможности соблюдать их соразмерность внутри подразделений более высокого ранга по площади и объему признаков.

Принцип морфоструктурной обусловленности. Общее геоморфологическое районирование, особенно при выделении высоких рангов, должно опираться на геотектоническое районирование материков и океанов. Однако выделенные границы могут и должны корректироваться, исходя из всех вышеперечисленных признаков.

Эти принципы геоморфологического районирования являются главными, ведущими. Однако любое районирование преследует определенные цели, которые могут повлиять на выбор и сам характер признаков. Поэтому, приступая к геоморфологическому районированию (как общему, так и специальному), исследователь должен четко определить его принципы и признаки, что позволит избежать двусмысленности в трактовке результатов такого районирования. Если принципы, методы и подходы к геоморфологическому районированию изложены, то результаты его всегда можно верифицировать.

Создание унифицированных методик геоморфологического районирования позволяет в дальнейшем строить различные тематические и интегральные карты, наполнять геоинформационные банки данных и совершенствовать научный потенциал Российской Федерации. Созданные тематические карты и банки данных могут послужить основой для управления территорией на всех уровнях: от федерального до муниципального.

Важная практическая значимость геоморфологического районирования состоит в возможности прогноза и смягчения последствий стихийных бедствий для экономики и общества, обеспечения экологической и национальной безопасности России и ее отдельных регионов на основе контроля и управления чрезвычайными ситуациями природного и природно-техногенного характера, внесения научно обоснованных рекомендаций в государственные стандарты и законы по охране природы, хозяйства и населения.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Родоман Б.Б.* Районирование как обладание пространством // Региональные исследования. 2017. № 3. С. 4–12.
2. Геологическая карта СССР. Масштаб 1:10000000 / Под ред. С.А. Музылева. М.: ВСЕГЕИ, 1975. 4 л.
3. *Воронин Ю.А.* Введение в теорию классификаций. Новосибирск: Наука, 1982. 194 с.
4. *Бессонов А.В.* О двух неверных догмах, связанных со второй теоремой Гёделя о неполноте арифметики // Философия науки. 2014. № 4. С. 12–31.
5. *Целищев В.В.* Истинность Гёделева предложения: внутренний и внешний вопросы // Философия науки. 2014. № 1. С. 16–38.
6. *Ласточкин А.Н.* Общая теория геосистем. СПб.: Лема, 2011. 980 с.
7. *Хорошев А.В.* Полимасштабность структуры географического пространства / Горизонты ландшафтоведения // Вопросы географии. 2014. Т. 138. С. 101–122.
8. *Хорошев А.В., Алещенко Г.М.* Методы выделения геосистем с единством межкомпонентных отношений // География и природные ресурсы. 2008. № 3. С. 120–127.

9. *Хорошев А.В., Мерекалова К.А., Алещенко Г.М.* Полимасштабная организация межкомпонентных отношений в ландшафте // Изв. РАН. Сер. геогр. 2010. № 1. С. 26–36.
10. *Макунина Г.С.* Геофизические системы ландшафтов // География и природные ресурсы. 2011. № 4. С. 5–12.
11. *Шарапов И.П.* Метагеология. М.: Наука, 1989. 208 с.
12. *Эйби У.Р.* Введение в кибернетику. М.: Изд-во иностр. лит., 1959. 254 с.
13. *Сочава В.Б.* Введение в учение о геосистемах. Новосибирск: Наука, 1978. 319 с.
14. *Фролов К.Г.* Аналитика эмерджентности в контексте проблемы сознания // Философия науки. 2012. № 3. С. 105–116.
15. *Еганов Э.А.* Формационный анализ: идеи, понятия, принципы, возможности. Новосибирск: Наука, 1991. 72 с.
16. Методика геоморфологического картирования / Под ред. И.П. Герасимова, Д.В. Борисевича, И.Э. Введенской и др. М.: Наука, 1965. 176 с.
17. *Марков К.К.* Основные проблемы геоморфологии. М.: Географгиз, 1948. 344 с.
18. Геоморфологическое районирование / Под ред. К.К. Маркова. М.–Л.: Изд-во АН СССР, 1947. 172 с.
19. *Хаин В.Е.* Общая геотектоника. М.: Недра, 1964. 479 с.
20. *Панов Д.Г.* Общая геоморфология. М.: Высш. шк., 1966. 428 с.
21. *Николаев Н.И.* Неотектоника и ее выражение в структуре и рельефе территории СССР. М.: Госгеолтехиздат, 1962. 392 с.
22. *Воскресенский С.С.* Геоморфология Сибири. М.: Изд-во МГУ, 1962. 352 с.
23. *Воскресенский С.С.* Геоморфология СССР. М.: Высш. шк., 1968. 368 с.
24. *Воскресенский С.С., Леонтьев О.К., Спиридонов А.И., Лукьянова С.А., Ульянова Н.С., Ананьев Г.С., Андреева Т.С., Варущенко С.И., Спасская И.И.* Геоморфологическое районирование СССР и прилегающих морей. М.: Высш. шк., 1980. 343 с.
25. *Варламов И.П.* Геоморфологическое и неотектоническое районирование, особенности морфоструктуры Сибирской платформы // Геологическое строение СССР и закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 4. Сибирская платформа / Под ред. Н.С. Малича, В.Л. Масайтиса, В.С. Суркова. Л.: Недра, 1987. 448 с.
26. Национальный атлас России. Т. 2. Природа и экология. М.: Роскартография, 2007. 495 с.
27. *Исаченко А.Г.* Ландшафтоведение и физико-географическое районирование. М.: Высш. шк., 1991. 366 с.
28. *Полянин В.С.* Региональная геоморфология и геология четвертичных отложений. Казань: Изд-во КазГУ, 2009. 49 с.

Types and objectives of geomorphological zoning

S. B. Kuzmin^{a, #}

^a Sochava Institute of Geography, SB RAS, Irkutsk, Russia

[#] E-mail: kuzmin@irigs.irk.ru

Geomorphological zoning is as an integrated approach to analyze the land surface and subsequently synthesize the spatial analysis with geomorphological processes developed on it. The main types and objectives of geomorphological zoning are discussed within the framework of a . geomorphologic region , or a modeled geomorphic system. The geomorphological zoning approach is based on understanding of system-wide and geographical laws of the structural and functional integrity of spatial objects within the system. At the same time, the identity of geomorphological region is connected to its internal make-up- element, integrity, structure, stability, dynamics, genesis, and with functioning – transformation of solar energy, moisture circulation, geochemical circulation, biological metabolism, mechanical movement of material under the action of gravity. The main approaches available to date to geomorphological zoning are considered. The main principles of geomorphological zoning are formulated. The conclusion is made about the fundamental possibility of geomorphological zoning in accordance with the stated principles and its, first of all, practical orientation.

Keywords: regional and typological approaches, geomorphic systems, modeling

REFERENCES

1. Rodoman B.B. *Raionirovanie kak obladanie prostranstvom.* (Zoning as the possession of space). *Regional'nye issledovaniya.* 2017. No. 3. P. 4–12. (in Russ.)
2. *Geologicheskaya karta SSSR. Masshtab 1:10000000.* (Geological map of the USSR. Scale: 1:10000000). S.A. Muzylev (Ed.). М.: VSEGEI (Publ.), 1975. 4 l. (in Russ.)
3. Voronin Yu.A. *Vvedenie v teoriyu klassifikatsii.* (Introduction to the theory of classifications). Novosibirsk: Nauka (Publ.), 1982. 194 p. (in Russ.)
4. Bessonov A.V. *O dvukh nevernykh dogmakh, svyazannykh so vtoroi teoremoi Gedelya o nepolnote arifmetiki.* (On two incorrect dogmas related to the second theorem of Gödel on the incompleteness of arithmetic). *Filosofiya nauki.* 2014. No. 4. P. 12–31. (in Russ.)

5. Tselishchev V.V. *Istinnost' Gedeleva predlozheniya: vnutrennii i vneshnii voprosy* (The truth of the Gödel proposal: internal and external questions). *Filosofiya nauki*. 2014. No. 1. P. 16–38. (in Russ.)
6. Lastochkin A.N. *Obshchaya teoriya geosistem*. (General theory of geosystems). SPb.: Lema (Publ.), 2011. 980 p. (in Russ.)
7. Khoroshev A.V. *Polimasshtabnost' struktury geograficheskogo prostranstva. Gorizonty landshaftovedeniya*. (Poly-scale structure of the geographical space. Horizons of landscape science). *Voprosy geografii*. 2014. Vol. 138. P. 101–122. (in Russ.)
8. Khoroshev A.V. and Aleshchenko G.M. *Metody vydeleniya geosistem s edinstvom mezhkomponentnykh otno-shenii*. (Methods of separating geosystems with the unity of inter-component relations). *Geografiya i prirodnye resursy (Geography and Natural Resources)*. 2008. No. 3. P. 120–127. (in Russ.)
9. Khoroshev A.V., Merekalova K.A., and Aleshchenko G.M. *Polimasshtabnaya organizatsiya mezhkomponentnykh otno-shenii v landshafte*. (The multi-scale organization of inter-component relations in the landscape). *Izvestiya RAN. Seriya Geograficheskaya*. 2010. No. 1. P. 26–36. (in Russ.)
10. Makunina G.S. *Geofizicheskie sistemy landshaftov*. (Geophysical systems of landscapes). *Geografiya i prirodnye resursy (Geography and Natural Resources)*. 2011. No. 4. P. 5–12. (in Russ.)
11. Sharapov I.P. *Metageologiya*. (Metageology). M.: Nauka (Publ.), 1989. 208 p. (in Russ.)
12. Ashby W.R. *Vvedenie v kibernetiku*. (Introduction to cybernetics). M.: Izdatel'stvo inostranoi literatury (Publ.), 1959. 254 p. (in Russ.)
13. Sochava V.B. *Vvedenie v uchenie o geosistemakh*. (Introduction to the theory of geosystems). Novosibirsk: Nauka (Publ.), 1978. 319 p. (in Russ.)
14. Frolov K.G. *Analitika emerdzhentnosti v kontekste problemy soznaniya*. (Analytics of emergence in the context of the problem of consciousness). *Filosofiya nauki*. 2012. No. 3. P. 105–116. (in Russ.)
15. Eganov E.A. *Formatsionnyi analiz: idei, ponyatiya, printsipy, vozmozhnosti*. (Formational analysis: ideas, concepts, principles, opportunities). Novosibirsk: Nauka (Publ.), 1991. 72 p. (in Russ.)
16. *Metodika geomorfologicheskogo kartirovaniya*. (Methods of geomorphological mapping). I.P. Gerasimov, D.V. Boricevich, and I.E. Vedenskaya (Eds.). M.: Nauka (Publ.), 1965. 176 p. (in Russ.)
17. Markov K.K. *Osnovnye problemy geomorfologii*. (The main problems of geomorphology). M.: Geografiz (Publ.), 1948. 344 p. (in Russ.)
18. *Geomorfologicheskoe raionirovanie*. (Geomorphological zoning). K.K. Markov (Ed.). M.—L.: Izdatel'stvo Akademii nauk SSSR (Publ.), 1947. 172 p. (in Russ.)
19. Khain V.E. *Obshchaya geotektonika*. (General geotectonics). M.: Nedra (Publ.), 1964. 479 p. (in Russ.)
20. Panov D.G. *Obshchaya geomorfologiya*. (General geomorphology). M.: Vysshaya shkola (Publ.), 1966. 428 p. (in Russ.)
21. Nikolaev N.I. *Neotektonika i ee vyrazhenie v strukture i rel'efe territorii SSSR*. (Neotectonics and its expression in the structure and relief of the USSR). M.: Gosgeologtekhizdat (Publ.), 1962. 392 p. (in Russ.)
22. Voskresensky S.S. *Geomorfologiya Sibiri*. (Geomorphology of Siberia). M.: Izdatel'stvo Moskovskogo universiteta (Publ.), 1962. 352 p. (in Russ.)
23. Voskresensky S.S. *Geomorfologiya SSSR* (Geomorphology of the USSR). M.: Vysshaya shkola (Publ.), 1968. 368 p. (in Russ.)
24. Voskresensky S.S., Leontiev O.K., Spiridonov A.I., Lukyanova S.A., Ulyanova N.S., Anan'ev G.S., Andreeva T.S., Varushchenko S.I., and Spasskaya I.I. *Geomorfologicheskoe raionirovanie SSSR i prilgayushchikh morei*. (Geomorphological zoning of the USSR and adjacent seas). M.: Vysshaya shkola (Publ.), 1980. 343 p. (in Russ.)
25. Varlamov I.P. *Geomorfologicheskoe i neotektonicheskoe raionirovanie, osobennosti morfostruktury Sibirskoi platformy. Geologicheskoe stroenie SSSR i zakonomernosti razmeshcheniya poleznykh iskopaemykh. T. 4. Sibirskaya platforma*. (Geomorphological and neotectonic zoning, especially the morphostructure of the Siberian platform. Geological structure of the USSR and patterns of distribution of minerals. T. 4. Siberian Platform). N.S. Malich, V.L. Masaitis, V.S. Surkov (Eds.). L.: Nedra (Publ.), 1987. 448 p. (in Russ.)
26. *Nacional'nyi atlas Rossii. T. 2. Priroda i ekologiya*. (National Atlas of Russia. Vol. 2. Nature and ecology). M.: Roskartografiya (Publ.), 2007. 495 p. (in Russ.)
27. Isachenko A.G. *Landshaftovedenie i fiziko-geograficheskoe raionirovanie*. (Landscape science and physical-geographical zoning). M.: Vysshaya shkola (Publ.), 1991. 366 p. (in Russ.)
28. Polyinin V.S. *Regional'naya geomorfologiya i geologiya chetvertichnykh otlozhenii*. (Regional geomorphology and geology of Quaternary sediments). Kazan: Izdatel'stvo Kazanskogo universiteta (Publ.), 2009. 49 p. (in Russ.)

УДК 551.311.8 (571.642)

ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ И РАЗВИТИЯ РЕЛЬЕФА ЮЖНО-САХАЛИНСКОГО ГРЯЗЕВОГО ВУЛКАНА (О-В САХАЛИН)

© 2021 г. Е. В. Лебедева^{1,*}, Д. В. Мишуринский^{1,2,**}

¹Институт географии РАН, Москва, Россия

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

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

**E-mail: mishurinsk@mail.ru

Поступила в редакцию 25.02.2020 г.

После доработки 24.03.2020 г.

Принята к публикации 06.10.2020 г.

Активность Южно-Сахалинского грязевого вулкана привела к трансформации рельефа как непосредственно самого холма, на вершине которого располагается современный эруптивный центр, так и окружающей территории, в частности, долин обрамляющих и дренирующих вулкан водотоков. Анализ данных малоглубинных сейсмических исследований, проведенных в конце 1990-х гг., свидетельствует о густом эрозионном расчленении территории поля современной грязевулканической активности в до/или ранневулканический этап. Установлено периодическое заполнение эрозионных врезов и перегораживание современных долин потоками сопочной брекчии, смещение и трансформация водоразделов, отжимание русел водотоков грязевыми потоками. Выявлено несколько разновидностей террас и террасовидных поверхностей в долинах прилегающих к вулкану рек: 1) эрозионные или цокольные террасы, выработанные в толще сопочной брекчии, 2) террасоувалы, сформированные в результате перекрытия грязевыми потоками аллювиальных террас на прилежащих к вулкану склонах долин, 3) грязевулканические псевдотеррасы, сформированные разновозрастными потоками брекчии разной протяженности, 4) оползневые террасы в грязевулканических отложениях, 5) псевдотеррасы – фрагменты грязевулканических плотин.

Ключевые слова: грязевой вулканизм, сопочная брекчия, трансформация речной сети, миграция водораздела, террасы

DOI: 10.31857/S0435428121010090

ВВЕДЕНИЕ

На Дальнем Востоке России о-в Сахалин является единственным регионом, где известны наземные грязевые вулканы, хотя в принципе грязевой вулканизм достаточно широко распространен в пределах Тихоокеанского орогенического пояса. Районы грязевого вулканизма характеризуются большой мощностью осадочного чехла и обычно совмещаются с крупными нефтегазоносными бассейнами.

Сахалин представляет собой часть Хоккайдо-Сахалинского поднятия, которое соответствует одноименной позднемезозойско-кайнозойской складчатой системе. В строении острова принимают участие палеозойские, мезозойские и кайнозойские образования осадочного, эффузивного и интрузивного генезиса [1]. Основные орографические элементы острова протягиваются в направлении, близком меридиональному, и являются прямым выражением его тектонических структур. С востока остров окаймляют Восточно-

Сахалинские горы, с запада – Западно-Сахалинские. Хребты разделены системой межгорных впадин Центрально-Сахалинской депрессии, приуроченной к одноименному разлому, также протягивающемуся с севера на юг. Амплитуда этого взбросо-надвига достигает многих сотен метров, его плоскость падает на запад под углом от 20 до 80° [2].

Грязевой (осадочный) вулканизм обусловлен фокусированными потоками подземных флюидов, находящимися под действием аномально высоких пластовых давлений. В результате на земную поверхность извергаются переработанные осадочные породы – сопочная брекчия, вода и газ. Часто это явление свойственно разломным зонам земной коры. Так, из четырех участков проявления грязевого вулканизма, выделяемого на Сахалине [3], три наиболее мощных – группа Пугачевских вулканов, Восточный и Южно-Сахалинский грязевые вулканы – приурочены к Центрально-Сахалинскому разлому – одной из

самых крупных дизъюнктивных дислокаций острова.

Деятельность грязевых вулканов имеет циклический характер: этапы кратковременного бурного извержения чередуются с длительными (годы и десятки лет) периодами грифонной активности, когда происходит медленное истечение флюидов на земную поверхность через систему грифонов и сальз.

Грязевой вулканизм Сахалина в целом изучен еще недостаточно полно, хотя первые работы, посвященные самому доступному Южно-Сахалинскому грязевому вулкану (ЮСГВ), появились почти сто лет назад. Ежегодно сотрудниками ИМГиГ ДВО РАН и другими специалистами проводится геолого-геофизический и геохимический мониторинг деятельности этого грязевого вулкана, изучение динамики растительности грязевых полей [4–9].

Цель данной работы – геоморфологический анализ грязевулканического рельефа ЮСГВ, а также определение особенностей и масштабов влияния его деятельности на рельеф прилегающей территории. Для этого нами было проведено геоморфологическое дешифрирование разновременных космических и аэрофотоснимков; в 2015, 2018–2019 гг. совместно с сотрудниками ИМГиГ в процессе маршрутных геоморфологических исследований изучены морфологические особенности строения современного грязевулканического поля ЮСГВ, проведено опробование отложений сопочной брекчии и аллювия прилегающих рек, впервые составлена геоморфологическая карта территории вулкана.

РЕЛЬЕФ И СТРОЕНИЕ ЮЖНО-САХАЛИНСКОГО ГРЯЗЕВОГО ВУЛКАНА

Южно-Сахалинский грязевой вулкан расположен в южной части Западно-Сахалинского хребта в поле распространения мощной (до 3000 м) высокопластичной алевролитово-аргиллитовой верхнемеловой толщи – быковской свиты [2, 10]. Он представляет собой сдвоенный субмеридиально ориентированный плосковершинный холм размером примерно 1–1.2 на 2–2.5 км с радиально расходящимися промоинами от каждой из его вершин (рис. 1). На северной вершине холма расположено вытянутое с ЮЮЗ на ССВ действующее грязевое поле размером примерно 50 на 150 м, от которого отходят радиально ориентированные разновозрастные потоки грязевой брекчии, покрытые преимущественно травянистой растительностью. Остальная часть холма заросла густым лиственным лесом с участием хвойных пород, что маскирует основные морфологиче-

ские черты вулкана и затрудняет дешифрирование его границ.

Высота холма немногим более 300 м над уровнем моря и 80–100 м над урезом р. Алата, долина которой обрамляет холм с СЗ (рис. 2). С СВ находится долина ее притока – ручья 1-го Вулканного; южные склоны грязевого вулкана дренируют притоки р. Путы (ручьи Придорожный, Западный и др.). Все водотоки относятся к бассейну р. Сууси.

Современное активное грязевое поле имеет овальную форму, оно покрыто разреженной травянистой растительностью (рис. 3). На нем расположены несколько вовсе лишенных растительности пятен – зон скопления грифонов – размерами 5–7 на 12–15 м, которые в плане образуют полосу ССВ простираения. В центре поля в настоящее время наблюдается округлое возвышение высотой до 1–2 м – частично уже разрушенный диапир диаметром до 20–30 м – следы выдавливания сопочной брекчии во время извержения 2017 г. Размер действующих грифонов составляет от 10 до 70 см в высоту и до 30–40 см в диаметре (рис. 4), а их общее количество достигает нескольких десятков. Рядом с грифонами располагаются единичные грязевые лужи-сальзы. Изливаемая из них сопочная брекчия серовато-сизого цвета имеет преимущественно алеврито-пелитовый состав с включением обломков песчаника размером до 0.3 м, как неокатанных, так и хорошей окатанности.

К востоку от современного вулканического поля в приконтактной зоне с обрамляющими его с юга сопками находится плоское заболоченное понижение, в котором берут начало притоки Путы и Алата – ручьи Придорожный и 1-й Вулканный. Понижение заполнено сопочной брекчией вскрытой мощностью не менее 2.5 м; крутые (до 20°) склоны обрамляющей его с юга сопки сложены уже песчаниками и алевролитами (рис. 5). При извержениях ЮСГВ сопочная брекчия спускается в понижение, упираясь в сопку, и далее направляется по долине одного или же обоих водотоков. В зависимости от этого водораздел между бассейнами Путы и Алата смещается в ту или иную сторону на десятки метров.

По периферии свежего грязевого поля травянистая растительность становится более плотной, но на пологих привершинных склонах холма фиксируются радиально расходящиеся эрозионные борозды и промоины глубиной 0.5–1.0 м. С увеличением крутизны склонов они углубляются и расширяются, сохраняясь даже под пологом леса. Обилие выпадающих осадков способствует их постепенному росту и формированию оврагов как на свежих грязевых потоках, так и на более древних (уже залесенных) полях сопочной брекчии. Следов суффозии, которая по свидетельству

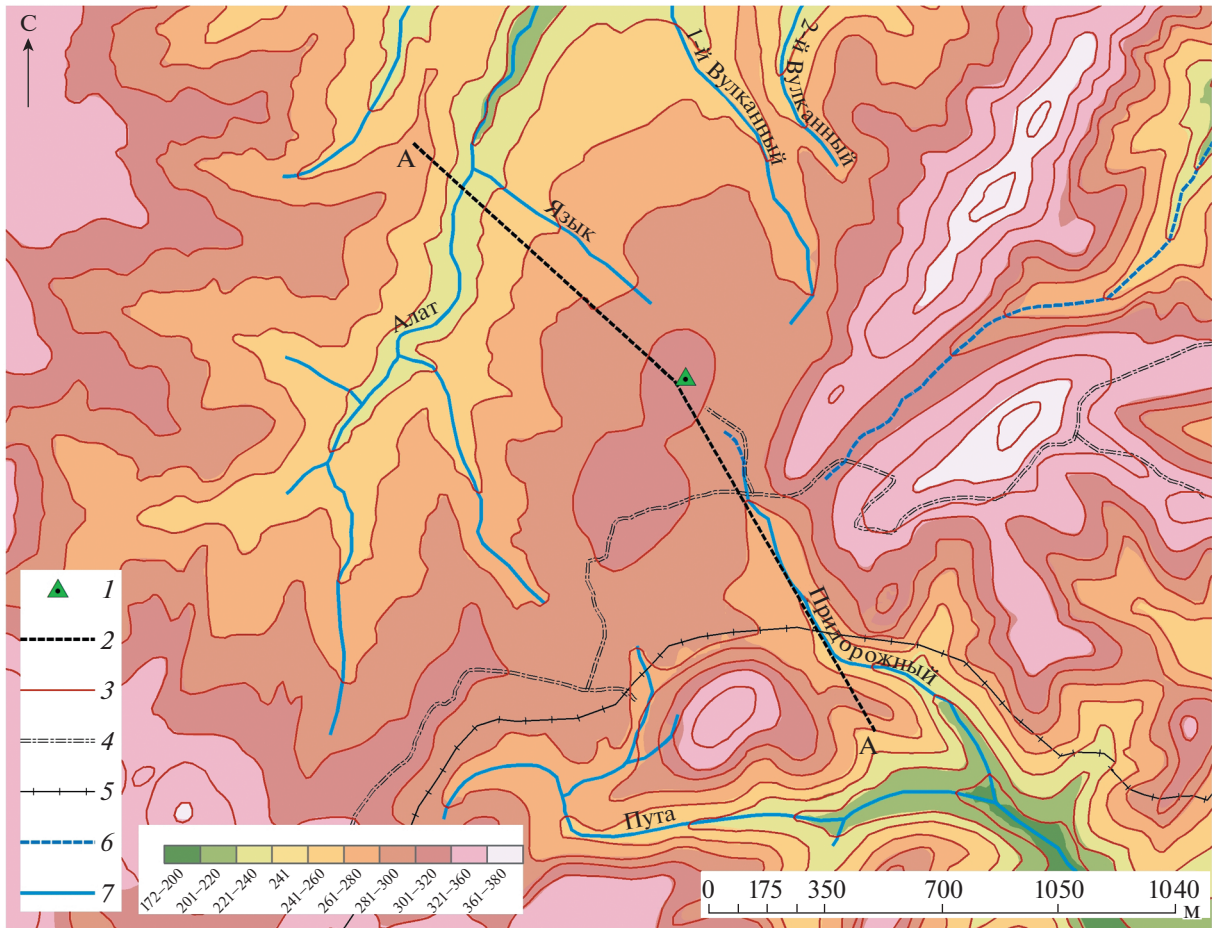


Рис. 1. Гипсометрическая карта и положение линии профиля через ЮСГВ. Тон заливки соответствует различным высотным уровням рельефа.

1 – современный эруптивный центр; 2 – линия профиля; 3 – горизонтали (проведены через 20 м); 4 – грунтовые дороги; 5 – железная дорога; 6 – временные водотоки; 7 – реки.

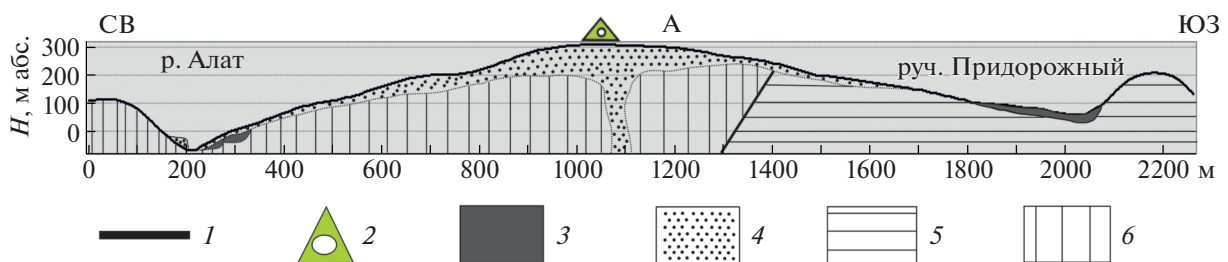


Рис. 2. Схематический геолого-геоморфологический профиль через вулкан (с использованием данных [10]).

1 – Центрально-Сахалинский разлом; 2 – современный эруптивный центр; 3 – аллювиальные отложения; 4 – сопочная брекчия; 5 – слабосцементированные песчаники, алевролиты и аргиллиты эоцен-олигоценного возраста; 6 – тонкослоистая алевролитов-аргиллитовая верхнемеловая толща (быковская свита). Положение профиля – см. рис. 1.

Ю.Р. Беляева, типична для многих грязевых вулканов Азербайджана (устное сообщение), в пределах полей развития вулканической брекчии ЮСГВ не наблюдается.

На СЗ склоне холма располагается протяженный (длиной более 550 м) прочес – “язык” сопочной брекчии, образовавшийся при извержении вулкана 2001 г. Двигаясь вниз по склону, мощный



Рис. 3. Общий вид (с севера) современного эруптивного центра Южно-Сахалинского грязевого вулкана с квадрокоптера (фото Р.В. Жаркова, 2018 г.).

1 – зоны скопления грифонов; 2 – диапир, сформированный во время извержения 2017 г.

поток глинистых отложений с включением обломочного материала заполнил долину небольшого притока р. Алата – ручья Язык, уничтожил древесную растительность по ее бортам и, спустившись в долину р. Алат, временно перегородил ее плотиной высотой до 5 м [10]. В настоящее время на границе грязевого потока сохранились сломанные деревья, а его поверхность расчленена эрозионными промоинами на глубину до 2 м (рис. 6). В нижней части языка сопочной брекчии эрозия уже частично вскрыла погребенную долинку водотока и сформировала в глинистых отложениях новый V-образный врез глубиной до 4–5 м с порожиисто-водопадным руслом. В месте впадения водотока в р. Алат сохранились следы бывшей плотины из грязевулканических отложений: на правом борту это террасовидная поверхность в приустьевой части ручья Язык, на левом – прислоненные отложения сопочной брекчии на отметках около 5 м над современным урезом.

Как показали материалы предыдущих исследований [2, 10], сильные извержения Южно-Сахалинского грязевого вулкана (с объемом выброшенной брекчии порядка 100 тыс. м³), подобные извержению 2001 г., происходят достаточно редко – примерно один раз в 20–30 лет. При этом потоки сопочной брекчии стекают то по одному, то по другим склонам холма в зависимости от конкретного места излияния и от существующего в тот момент рельефа вершинной поверхности. При прекращении вулканической деятельности отложения брекчии быстро расчленяются свежей эрозионной сетью – бороздами, промоинами и небольшими овражками.

На ЮЗ от современного эруптивного центра располагается вторая вершина этого полого-



Рис. 4. Действующие грифоны ЮСГВ (фото Е.В. Лебедевой, 2015 г.).

склонного холма, превышающая по высоте действующее грязевое поле на 5–10 м и отделенная от него небольшой седловиной. Пологие склоны ее залесены, но при этом расчленены промоинами глубиной до 1–1.5 м, в которых с поверхности и на всю глубину вскрывается сизовато-серая сопочная брекчия. На вершинной поверхности холма располагается несколько луж-сальз диаметром до 1.0–1.5 м со слабыми выходами газа; по данным [10], они активно действовали в 1960–1970-е годы. Сейсмические исследования [11], проводившиеся для изучения внутреннего строения Южно-Сахалинского грязевого вулкана, показали, что под современным эруптивным центром с действующими грифонами и сальзами в интервале глубин от 5 до 40 м находится приповерхностный грязевулканический резервуар, а под холмом со слабоактивными сальзами – древний эруптивный центр. Таким образом, грязевым вулканом действительно является весь сдвоенный холм. При этом поле развития сопочной брекчии от железной дороги Южно-Сахалинск – Холмск вплоть до р. Алат и ручья 1-го Вулканного в длину достигает 2200 м при ширине около 1000–1200 м. Однако небольшие участки грязевулканической активности – слабоактивные сальзы, обрамленные зонами чахлой травянистой растительности диаметром 8–10 м, прослеживаются и южнее железной дороги – на низких террасовых уровнях левого притока р. Путы – ручья Западного (рис. 5).

ДЕЯТЕЛЬНОСТЬ ЮСГВ И ФЛЮВИАЛЬНОЕ РЕЛЬЕФООБРАЗОВАНИЕ

Грязевые вулканы – достаточно редкие формы рельефа, тем не менее, есть интересный опыт изучения их морфологии в различных регионах мира. Так, некоторые крупные вулканы Азербай-

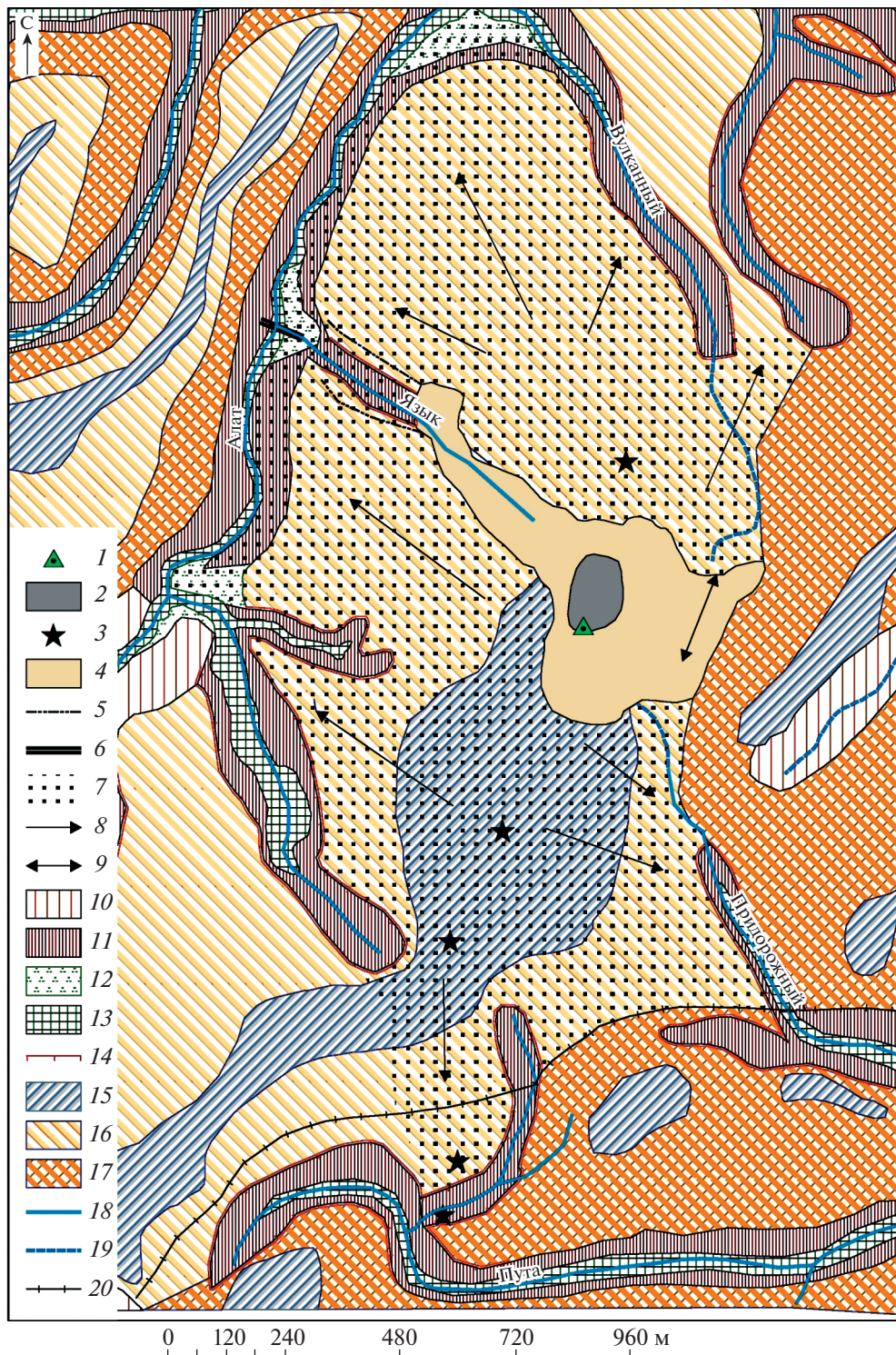


Рис. 5. Геоморфологическая карта ЮСГВ.

Грязевулканический рельеф: 1 – современный эруптивный центр, 2 – поля современных грифонов, 3 – отмершие и слабоактивные грифоны и сальзы, 4 – поток сопочной брекчии 2001 г., 5 – граница размытого потока сопочной брекчии 2001 г., 6 – положение грязевулканической плотины, 7 – поля аккумуляции разновозрастной сопочной брекчии, 8 – направление движения потоков сопочной брекчии и смещения долин, 9 – зона миграции межбассейнового водораздела Путы и Алата. *Эрозионный рельеф.* Склоны крутизной: 10 – $<8^\circ$, 11 – $>8^\circ$; 12 – нерасчлененный комплекс террас; 13 – днища долин; 14 – эрозионные уступы. *Денудационный рельеф:* 15 – плосковершинные поверхности; склоны крутизной: 16 – $<8^\circ$, 17 – $>8^\circ$. *Прочие обозначения:* 18 – реки, 19 – временные водотоки, 20 – железная дорога.



Рис. 6. Промоины на поверхности грязевого потока 2001 г. (фото Е.В. Лебедевой, 2015 г.).

джана имеют высоты 400–450 м, а общий объем твердых выбросов в момент извержения у них превышает 2400 млн м³. При этом площадь покровов их сопочной брекчии может достигать 10–40 км² (например, Бол. Кянизадаг, Ахтарма-Пашалы и др.) при длине ее потоков до трех км, ширине до 200 м и толщине покрова в 5 м [12, 13]. На этом фоне ЮСГВ выглядит относительно небольшим образованием.

Согласно классификации В.Н. Холодова [14, 15], грязевые вулканы подразделяются на 4 морфогенетических типа (или стадии единого процесса): это вулканы с диапировым ядром (1), с конусовидной постройкой (2), с покровами полужидкой грязи (3) и вулканы-озера (4). Для всех них характерны различные соотношения твердой и жидкой составляющих в выбросах. ЮСГВ скорее всего можно отнести к вулканам, образующим полужидкий покров (3-й тип), но на действующем грязевом поле в настоящее время наблюдается и полуразрушенный грязевой диапир (1-й тип), а склоны холма хранят следы достаточно мощных и протяженных потоков густой сопочной брекчии (2-й тип). Возможно, ЮСГВ следует отнести к вулканам сложного (комплексного) типа.

Рассматривая кайнозойский грязевой вулканизм в Израиле, И.С. Новиков [16] установил, что сопочная брекчия крупных грязевых вулканов может выполнять и перекрывать речные долины, вызывая тем самым трансформацию окружающей речной сети. И Сахалин в этом плане не является исключением. Так, группа Пугачевских грязевых вулканов окружена дуговыми участками речной сети, что явно обусловлено воздействием на них грязевулканической деятельности [1, 17].

Как же обстоит дело с Южно-Сахалинским вулканом? Очевидно, что для рассматриваемой территории развития грязевых отложений в целом характерен более сглаженный пологосклонный слаборасчлененный рельеф (см. рис. 1). В то же время проведенные в 1999 г. малоглубинные сейсмические исследования в районе поля современной грязевулканической активности [18] позволили составить карту рельефа фундамента грязевого вулкана – кровли быковской свиты – и, соответственно, мощности чехла суммарных выбросов сопочной брекчии, которая в привершинной части холма колеблется в пределах от 12 до 24 м (рис. 7). На карте фундамента (погребенного рельефа) хорошо видны многочисленные эрозионные врезы, радиально расходящиеся от современного эруптивного центра, что позволяет предполагать существование на месте нынешнего плосковершинного холма достаточно интенсивно расчлененного “догрязевого” рельефа. Однако, в принципе, подобное расчленение могло не только предшествовать первичной активизации грязевулканической деятельности на данном участке, но также формироваться периодически – в эпохи затухания активности вулкана и доминирования эрозионно-денудационных процессов.

О слабой устойчивости отложений сопочной брекчии к эрозии свидетельствует обилие современных эрозионных борозд и промоин как на молодом грязевулканическом поле (рис. 3, 6), так и на залесенных склонах холма вокруг эруптивных центров. Полевые наблюдения показали, что заложение первичной эрозионной сети на склонах вулкана происходит по трещинам, возникающим при высыхании брекчии, которые концентрируют сток и постепенно формируют систему ложбин временных водотоков.

Современный эруптивный центр с грифонами расположен на вершине холма, поэтому, в зависимости от локализации конкретного излияния и его мощности, потоки вулканической брекчии стекают то по одному, то по другому его склонам, воздействуя на долины и междуречья бассейнов Путь и Алата. Не зря рядом с построенной в 30-е годы XX века железной дорогой Южно-Сахалинск–Холмск были возведены подпорные стенки, защищавшие ее со стороны вулкана.

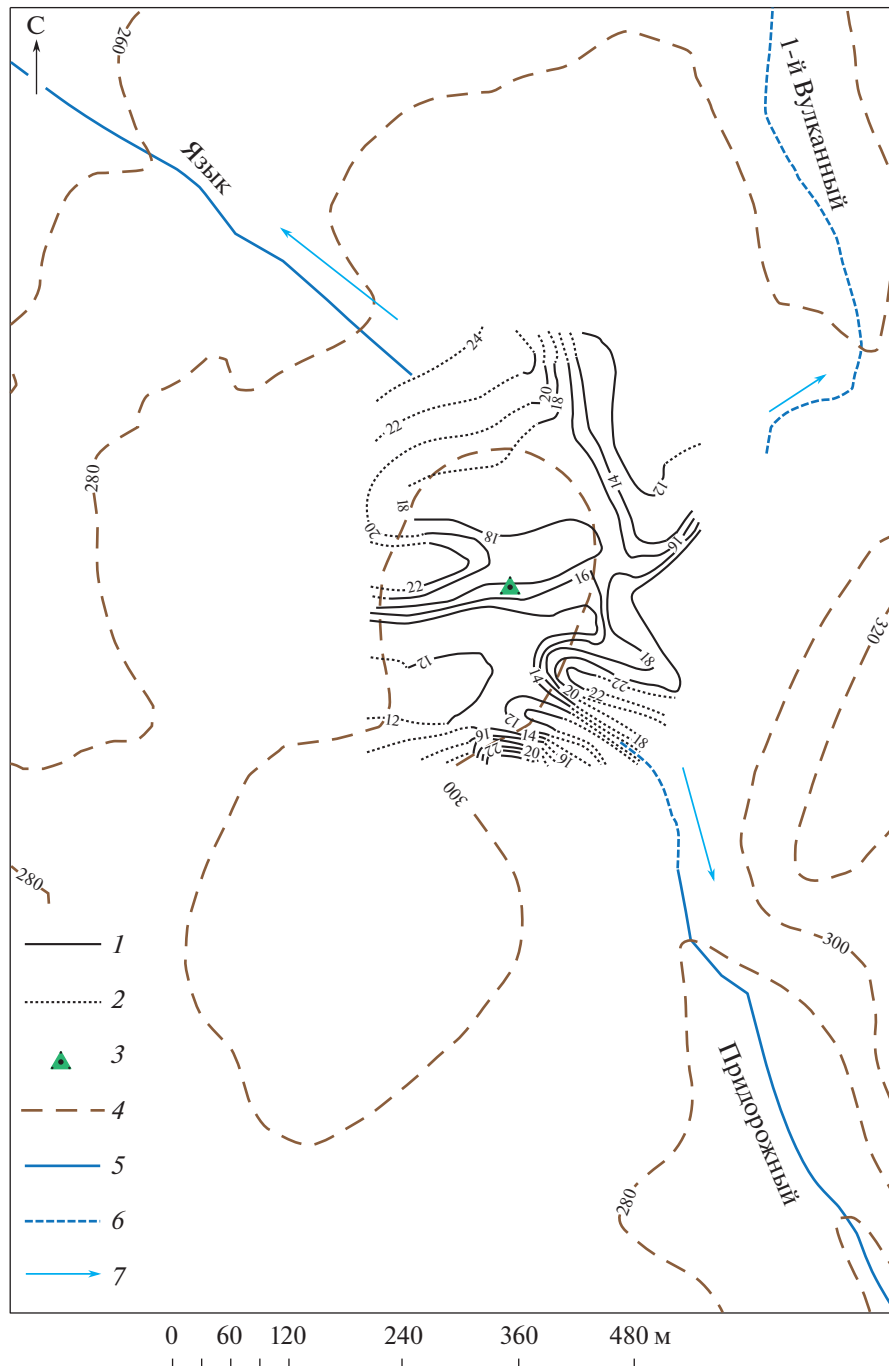


Рис. 7. Карта мощности чехла суммарных выбросов вулкана в районе современного грязевого поля (по [18]) с дополнениями).

Изопахиты (проведены через 2 м): 1 – установленные по сейсмоданным, 2 – предполагаемые (экстраполированные); 3 – современный эруптивный центр; 4 – горизонталы современного рельефа (проведены через 20 м); 5 – реки; 6 – временные водотоки; 7 – направление течения.

Конфигурации и размеры полей сопочной брекчии, формировавшихся при разновозрастных извержениях, сильно варьировали по своим размерам и локализации. Так, в 1959 г. [19] сформировалось 4 потока, 2 из которых двигались по северо-западному склону, достигнув длины в 100

и 50 м, а 2 – по восточному. Один из последних заполнил присопочное понижение и направился вниз по долине ручья 1-го Вулканного на север, его длина составила около 100 м. Второй почти достиг железной дороги, двигаясь вдоль русла ручья Придорожного на юг, его протяженность бы-

ла не менее 500 м. Общий объем извергнутой массы превысил 150 тыс. м³. Извержение 1996 г. было незначительным по объему (около 1 тыс. м³) и отложения сопочной брекчии покрыли лишь привершинную часть холма [10]. Однако в 2001 г. сформировался описанный выше протяженный грязевой язык на ССЗ склоне, спустившийся в долину Алата (объем излившейся брекчии около 100 тыс. м³); он до сих пор прекрасно выражен в рельефе. Второй поток тогда направился на восток — в присопочное понижение и к верховьям ручья 1-го Вулканного, его длина достигла 200 м от центра извержения [10].

Детальной информации о более древних извержениях у нас нет, но и эти примеры позволяют нам заключить, что в результате грязевулканической активности межбассейновый водораздел между Алатом и Путой периодически смещался в присопочном понижении то в одну, то в другую сторону. Очевидно также, что потоки сопочной брекчии периодически заполняют и долины водотоков, дренирующих склоны вулкана: в них сохранились следы грязевулканических отложений как в днище, так и на склонах; иногда они перекрывают аллювиальные отложения [20].

Террасы в долинах левых притоков Пути близ грязевого поля также перекрыты чехлом вулканической брекчии мощностью до 1.5 м и более, причем, судя по всему, это были потоки как из современного, так и из древнего вулканических центров. В ручье Придорожном грязевой поток 1959 г. из современного эруптивного центра оставил на крутом левом борту долины следы в виде небольших фрагментов прислоненных террас. Пластичность сопочной брекчии в условиях высокой влажности климата территории способствует развитию здесь процессов оползания и оплывания грязевулканических отложений, о чем свидетельствуют наклоненные вниз по склону стволы деревьев. Высоты оползневых террас составляют 4–7 м при ширине до 2–3 м. На правом борту долины ручья сопочная брекчия 1959 г. слилась с отложениями потоков брекчии из старого эруптивного центра, и они сформировали единую наклонную поверхность, прорезанную небольшими ручьями и V-образными промоинами — правыми притоками ручья Придорожного. Мощность сопочной брекчии, вскрывающейся в обрывах правого борта, не менее 5–6 м.

В обрамляющих ЮСГВ долинах картина несколько иная, так как здесь воздействие вулкана направлено преимущественно вкост простирания эрозионных форм. Например, в среднем течении ручья 1-го Вулканного под воздействием грязевулканических потоков, которые спускались в него с запада и отжимали русло к противоположному борту, его долина приобрела асимметричное строение: на левом, прилегающем к

вулкану склоне, сформировались локальные грязевулканические террасы, а крутизна подмываемого правого борта местами превышает 30°. Эрозия привела к постепенному смещению водотока к востоку с формированием дугового в плане участка долины. В результате этого водораздел между ручьями 1-м и 2-м Вулканным из плосковершинного (участки которого сохранились выше и ниже по течению) здесь превратился в островершинный гребень, который постепенно снижается, разрушаясь в результате склоновых процессов.

Долины, опоясывающие подножие вулкана, периодически перегораживаются. Мы уже упоминали выше, что в рельефе еще хорошо видны следы грязевулканической плотины в долине р. Алат близ устья ручья Язык, приведшей зимой-весной 2001 г. к формированию временного подпрудного озера. Озеро просуществовало лишь первые месяцы, в период снеготаяния плотина была прорвана и по долине сошел сель.

В среднем течении р. Алат ее долина имеет асимметричное строение: левый борт крутой (до 25–30°), а правый, обращенный к вулкану, — пологий и террасированный. На правом борту можно насчитать до трех террас с высотами около 5, 10 и 20 м над урезом, отличающихся наклоненными к руслу реки поверхностями и заплывшими тыловыми швами. Близ вулкана аллювий террас перекрыт отложениями потоков сопочной брекчии различной мощности, в результате чего они трансформировались в пологонаклонные террасоувалы.

Анализ морфологии и плановых очертаний долины р. Алат свидетельствует, что изначально она была ориентирована строго на ССВ — субпараллельно зоне Центрально-Сахалинского разлома, однако на участке близ ЮСГВ она постепенно приобретает дугообразное очертание: подмываемый в паводки левый борт отступает к СЗ.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенные геоморфологические исследования на склонах Южно-Сахалинского грязевого вулкана и в долинах прилегающих водотоков показали, что деятельность даже такого относительно небольшого грязевого вулкана оказывает существенное влияние на формирование флювиального рельефа территории и морфологию долин. В зависимости от ориентировки потоков сопочной брекчии отмечается периодическое смещение междолинных и межбассейновых водоразделов речной сети прилегающей к вулкану территории.

Под воздействием грязевулканических потоков, которые спускаются в обрамляющие долины и отжимают русло реки к противоположному

борт, погребая речные террасы на прилежащих к вулкану склонах долин, происходит постепенное смещение русел рек в противоположную от вулкана сторону с формированием дугообразного в плане рисунка долин. При этом плосковершинные междуречья, разделяющие водотоки, трансформируются в округло- и островершинные, которые в дальнейшем разрушаются под воздействием активных эрозионных и склоновых процессов.

Под влиянием грязевулканической деятельности в прилегающих к вулканам речных долинах террасовидные поверхности могут формироваться различным образом. Помимо того, что водотоки вырабатывают в толще сопочной брекчии эрозионные/цокольные террасы (1), грязевые потоки могут также перекрывать аллювиальные террасы на прилежащих к вулкану склонах долин, образуя слабонаклонные поверхности – террасоувалы (2). Кроме этого, в результате наложения разновозрастных потоков брекчии разной протяженности могут образовываться и грязевулканические псевдотеррасы (3). Благодаря глинистому составу, грязевулканические массы подвержены активному развитию оползневых процессов, поэтому на бортах долин часто формируются оползневые террасы, сложенные сопочной брекчией (4). Сохранившиеся фрагменты грязевулканических плотин, некогда перегораживавшие водотоки, также морфологически выглядят как фрагменты террас (5).

БЛАГОДАРНОСТИ

Работа выполнена в рамках Госзадания ИГ РАН (№ 0148-2019-0005), сбор материала осуществлен при поддержке РФФИ (проект № 18-05-00967). Авторы выражают сердечную благодарность В.В. Ершову, А.В. Копаниной, И.И. Вла-совой, И.В. Абдуллаевой, А.И. Тальских и другим сотрудникам ИМГиГ, принявшим участие в совместных работах на вулкане.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Александров С.М. Остров Сахалин. М.: Наука, 1984. 184 с.
2. Мельников О.А. Структура и геодинамика Хоккайдо-Сахалинской складчатой области. М.: Наука, 1987. 95 с.
3. Мельников О.А., Ершов В.В. Грязевой (газоводоли-токластитовый) вулканизм острова Сахалин: история, результаты и перспективы исследований // Вестник ДВО РАН. 2010. № 6. С. 87–93.
4. Ершов В.В. Флюидодинамические процессы в грязевулканических структурах и их связь с региональной сейсмичностью (на примере о-ва Сахалин). Автореф. дис. ... канд. физ.-мат. наук. М.: Ин-т динамики геосфер, 2013. 23 с.
5. Ершов В.В., Шакиров Р.Б., Мельников О.А., Копанина А.В. Вариации параметров грязевулканической

деятельности и их связь с сейсмичностью юга острова Сахалин // Региональная геология и металлогения. 2010. № 42. С. 49–57.

6. Ершов В.В., Шакиров Р.Б., Обжиров А.И. Изотопно-геохимические характеристики свободных газов Южно-Сахалинского грязевого вулкана и их связь с региональной сейсмичностью // Доклады Академии наук. 2011. Т. 440. № 2. С. 256–261.
7. Ершов В.В., Никитенко О.А. Изотопный и химический состав вод Южно-Сахалинского грязевого вулкана (по результатам опробования 2009 и 2010 годов) // Известия вузов. Северо-Кавказский регион. Естественные науки. 2017. № 4–1. С. 110–120.
8. Ершов В.В., Копанина А.В. Химический состав водных вытяжек из почв грязевулканических ландшафтов // География: развитие науки и образования. Ч. I. / Мат-лы междунар. науч.-практ. конф. LXX Герценовские чтения. С.-Пб: РГПУ им. А.И. Герцена, 2017. С. 142–147.
9. Корзников К.А. Растительные сообщества Южно-Сахалинского грязевого вулкана // Вестник Томского государственного университета. Биология. 2014. № 1. С. 56–65.
10. Мельников О.А. Южно-Сахалинский газоводоли-токластитовый (“грязевой”) вулкан – уникальный объект природы на Дальнем Востоке России. Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 2002. 48 с.
11. Жигулев В.В., Гуринов М.Г., Ершов В.В. Глубинное строение Южно-Сахалинского грязевого вулкана по результатам комплексных сейсмических исследований // Тихоокеанская геология. 2008. № 4. С. 16–21.
12. Горин В.А. Грязевые вулканы Азербайджана // Природа. 1953. № 10. С. 83–87.
13. Холодов В.Н. Грязевые вулканы: распространение и генезис // Геология и полезные ископаемые мирового океана. 2012. № 4. С. 5–27.
14. Холодов В.Н. Грязевые вулканы: закономерности размещения и генезис. 1. Грязевулканические провинции и морфология грязевых вулканов // Литология и полезные ископаемые. 2002. № 3. С. 227–241.
15. Холодов В.Н. Грязевые вулканы: закономерности размещения и генезис. 2. Геолого-геохимические особенности и модель формирования // Литология и полезные ископаемые. 2002. № 4. С. 339–358.
16. Новиков И.С. Древние грязевулканические формы рельефа южного Леванта // Геоморфология. 2011. № 2. С. 90–102.
17. Мишурицкий Д.В., Ершов В.В., Жарков Р.В., Козлов Д.Н., Копанина А.В., Лебедева Е.В., Абдуллаева И.В., Власова И.И., Михалёв Д.В. Геолого-геоморфологические и ландшафтно-экологические особенности Пугачевского грязевого вулкана как основа для организации и информационно-сопровождения туристического маршрута // Геосистемы переходных зон. 2018. Т. 2. № 4. С. 398–408.
18. Аргентов В.В., Жигулев В.В., Мельников О.А., Патрикеев В.Н. Опыт применения малоглубинной

- сеймики для выяснения строения Южно-Сахалинского газодогрязевого вулкана // Тихоокеанская геология. 2001. Т. 20. № 5. С. 3–11.
19. Шилов В.Н., Захарова М.А., Ильев А.А., Подзоров А.В. Извержение Южно-Сахалинского грязевого вулкана весной 1959 г. // Тр. СахКНИИ СО АН СССР. 1961. Вып. 10. С. 83–99.
20. Лебедева Е.В. Виды воздействия вулканической деятельности на флювиальный рельеф // Геоморфология. 2019. № 4. С. 49–66.

Features of structure and development of the relief of the Yuzhno-Sakhalinsk mud volcano (Sakhalin Is.)

E. V. Lebedeva^{a,#} and D. V. Mishurinskii^{a,b,##}

^aInstitute of Geography RAS, Moscow, Russia

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

[#]E-mail: Ekaterina.lebedeva@gmail.com,

^{##}E-mail: mishurinsk@mail.ru

The activity of the Yuzhno-Sakhalinsk mud volcano led to a transformation of the relief both directly of the hill itself, on top of which there is a modern eruptive center, and the surrounding territory, in particular, the valleys framing and draining the mud volcano. Periodic filling and blocking of the valleys with flows of mud breccias, displacement and transformation of watersheds, squeezing of watercourse channels with mud flows has been established. Several varieties of terraces and terrace-like surfaces in the valleys of rivers adjacent to the volcano were revealed: 1) erosion or basement terraces developed in the mud breccias deposits, 2) terrace-vals formed by mud flows overlapping alluvial terraces on the slopes of the valleys adjacent to the volcano, 3) mud volcanic pseudo-terraces formed by breccias of different ages and different lengths, 4) landslide terraces in mud volcanic deposits, 5) pseudo-terraces – fragments of mud breccias dams.

Keywords: mud volcanism, breccia, channel network transformation, interfluve migration, terraces

ACKNOWLEDGMENTS

This work was made on the topic of the State Administration of the IG RAS (No. 0148-2019-0005), data were collected with support by the RFBR (project No. 18-05-00967). The authors are grateful to V.V. Ershov, A.V. Kopanina, I.I. Vlasova, I.V. Abdullaeva, A.I. Talskyh and other employees of IMG&G who took part in joint work on this mud volcano.

REFERENCES

- Aleksandrov S.M. *Ostrov Sakhalin*. (Sakhalin Island). M.: Nauka (Publ.), 1984. 184 p. (in Russ.)
- Melnikov O.A. *Struktura i geodinamika Khokkaido-Saxalinskoi skladchatoi oblasti*. (Structure and geodynamics of the Hokkaido-Sakhalin folded region). M.: Nauka (Publ.), 1987. 95 p. (in Russ.)
- Melnikov O.A. and Ershov V.V. *Gryazevoi (gazovodolitoklastitovyi) vulkanizm ostrova Sakhalin: istoriya, rezultaty i perspektivy issledovaniy*. (Mud (gasolithoclastic) volcanism of Sakhalin island: history, results and prospects of research). *Vestnik DVO RAN*. 2010. No. 6. P. 87–93. (in Russ.)
- Ershov V.V. *Flyuidodinamicheskie processy v gryazevulkanicheskikh strukturakh i ikh svyaz s regionalnoi seismichnostyu (na primere o-va Sakhalin)*. (Fluid-dynamic processes in mud volcanic structures and their relationship to regional seismic activity (on the example of Sakhalin island)). *Avto-ref. dic. ... kand. fiz.-mat. nauk*. M.: In-t dinamiki geosfer, 2013. 23 p. (in Russ.)
- Ershov V.V., Shakirov R.B., Melnikov O.A., and Kopanina A.V. *Variacii Parametrov gryazevulkanicheskoi deyatelnosti i ikh svyaz s seismichnostyu yuga ostrova Sakhalin*. (Variations of mud-volcanic activity parameters and their relation to the seismicity of the South of Sakhalin island). *Regionalnaya geologiya i metallogeniya*. 2010. No. 42. P. 49–57. (in Russ.)
- Ershov V.V., Shakirov R.B., and Obzhairov A.I. *Izotopno-geokhimicheskie kharakteristiki svobodnykh gazov Yuzhno-Saxalinskogo gryazevogo vulkana i ikh svyaz s regionalnoi seismichnostyu*. (Isotope-geochemical characteristics of free gases of the Yuzhno-Sakhalinsk mud volcano and their relationship to regional seismicity). *Doklady Akademii nauk*. 2011. Vol. 440. No. 2. P. 256–261. (in Russ.)
- Ershov V.V. and Nikitenko O.A. *Izotopnyi i khimicheskii sostav vod Yuzhno-Sakhalinskogo gryazevogo vulkana (po rezultatam oprobovaniya 2009 i 2010 godov)*. (Isotopic and chemical composition of the waters of the Yuzhno-Sakhalinsk mud volcano (based on the results of testing in 2009 and 2010)). *Izvestiya vuzov. Severo-Kavkazskii region. Estestvennye nauki*. 2017. No. 4-1. P. 110–120. (in Russ.)
- Ershov V.V. and Kopanina A.V. *Khimicheskii sostav vodnykh vytyazhek iz pochv gryazevulkanicheskikh landshaftov*. (Chemical composition of water extracts from soils of mud -volcanic landscapes). *Geografiya: razvitiye nauki i obrazovaniya. Ch. I. Koll. Monogr. po mat-lam Mezhd. nauchno-prakticheskoi konf. LXX Gertsenovskiyeh chteniya*. SPb.: Izd-vo RGPU im. A.I. Gercena (Publ.), 2017. P. 142–147. (in Russ.)

9. Korznikov K.A. *Rastitelnye soobshhestva Yuzhno-Sakhalinskogo gryazevego vulkana*. (Vegetation communities of the South Sakhalin mud volcano). *Vestnik Tomskogo gosudarstvennogo universiteta. Biologiya*. 2014. No. 1. P. 56–65. (in Russ.)
10. Melnikov O.A. *Yuzhno-Sakhalinskij gazovodolitoklastitovyi (“gryazevoi”) vulkan – unikalnyi ob’ekt prirody na Dalnem Vostoke Rossii*. (The Yuzhno-Sakhalinsk gas-lithoclastic (“mud”) volcano is a unique object of nature in the far East of Russia. Yuzhno-Sakhalinsk: IMGIG DVO RAN (Publ.), 2002. 48 p. (in Russ.)
11. Zhigulev V.V., Gurinov M.G., and Ershov V.V. *Glubinoe stroenie Yuzhno-Sakhalinskogo gryazevego vulkana po rezul'tatam kompleksnykh seismicheskikh issledovaniy*. (Deep structure of the Yuzhno-Sakhalinsk mud volcano based on the results of complex seismic studies). *Tikhookeanskaya geologiya*. 2008. No. 4. P. 16–21. (in Russ.)
12. Gorin V.A. *Gryazeveye vulkany Azerbaidzhana*. (Mud volcanoes of Azerbaijan). *Priroda*. 1953. No. 10. P. 83–87. (in Russ.)
13. Kholodov V.N. *Gryazeveye vulkany: rasprostranenie i genesis*. *Geologiya i poleznye iskopaemye mirovogo okeana*. (Mud volcanoes: distribution and genesis. Geology and minerals of the world ocean). 2012. No. 4. P. 5–27. (in Russ.)
14. Kholodov V.N. *Gryazeveye vulkany: zakonomernosti razmeshcheniya i genezis. 1. Gryazevulkanicheskie provincii i morfologiya gryazevykh vulkanov*. (Mud volcanoes: placement patterns and genesis. 1. Mud volcano provinces and morphology of mud volcanoes). *Litologiya i poleznye iskopaemye*. 2002. No. 3. P. 227–241. (in Russ.)
15. Kholodov V.N. *Gryazeveye vulkany: zakonomernosti razmeshcheniya i genezis. 2. Geologo-geokhimicheskie osobennosti i model formirovaniya*. (Mud volcanoes: placement patterns and genesis. 2. Geological and geochemical features and formation model). *Litologiya i poleznye iskopaemye*. 2002. No. 4. P. 339–358. (in Russ.)
16. Novikov I.S. *Drevnie gryazevulkanicheskie formy rel'efa yuzhnogo Levanta*. (Ancient mud-volcanic landforms of the southern Levant). *Geomorfologiya (Geomorphology RAS)*. 2011. No. 2. P. 90–102. (in Russ.)
17. Mishurinskii D.V., Ershov V.V., Zharkov R.V., Kozlov D.N., Kopanina A.V., Lebedeva E.V., Abdullaeva I.V., Vlasova I.I., and Mikhalev D.V. *Geologo-geomorfologicheskie i landshaftno-ekologicheskie osobennosti Pugachevskogo gryazevego vulkana kak osnova dlya organizatsii i informacionnogo soprovozhdeniya turisticheskogo marshruta*. (Geological-geomorphological and landscape-ecological features of the Pugachevsky mud volcano as a basis for organizing and informational support of the tourist route). *Geosistemy perekhodnykh zon*. 2018. Vol. 2. No. 4. P. 398–408. (in Russ.)
18. Argentov V.V., Zhigulev V.V., Melnikov O.A., and Patrikeev V.N. *Opyt primeneniya maloglubinnoi seismiki dlya vyyasneniya stroeniya Yuzhno-Sakhalinskogo gazovodogryazevego vulkana*. (Experience in using small-depth seismics to determine the structure of the Yuzhno-Sakhalinsk gas-mud volcano). *Tikhookeanskaya geologiya*. 2001. Vol. 20. No. 5. P. 3–11. (in Russ.)
19. Shilov V.N., Zakharova M.A., Ilev A.Ya., and Podzоров A.V. *Izverzhenie Yuzhno-Sakhalinskogo gryazevego vulkana vesnoi 1959 g.* (The eruption of the Yuzhno-Sakhalinsk mud volcano in the spring of 1959.). *Trudy SakhKNII SO AN SSSR*. 1961. Vyp. 10. P. 83–99. (in Russ.)
20. Lebedeva E.V. *Vidy vozdeistviya vulkanicheskoi deyatel'nosti na flyuvialnyi relief*. (Types of impact of volcanic activity on fluvial relief). *Geomorfologiya (Geomorphology RAS)*. 2019. No. 4. P. 49–66. (in Russ.)

УДК 551.248→550.349 (470.21)

ОТРАЖЕНИЕ ПАЛЕОСЕЙСМИЧЕСКИХ СОБЫТИЙ В ПОЗДНЕПЛЕЙСТОЦЕН-ГОЛОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ ТЕРРАС ОЗЕРА ИМАНДРА (КОЛЬСКИЙ РЕГИОН)

© 2021 г. С. Б. Николаева^{1,*}

¹Геологический институт КНЦ РАН, Апатиты, Россия

*E-mail: nikolaeva@geoksc.apatity.ru

Поступила в редакцию 18.12.2019 г.

После доработки 09.06.2020 г.

Принята к публикации 06.10.2020 г.

В озерно-ледниковых отложениях террас озера Имандра (Кольский регион, СВ Фенноскандинавского щита) установлены деформации и нарушения, отражающие следы сильных сейсмических событий. Воздействие сейсмических сотрясений на слаболитифицированные отложения приводило к нарушению первичной осадочной структуры, явлениям разжижения песчаного материала и возникновению разнообразных по морфологии и размерам деформаций, образовавших единый комплекс, состоящий из интенсивно деформированных и деструктурированных пликативных отложений и ассоциирующих с ними кластических даек и трещин. Среди пликативных деформаций развиты интрузии, конволютная слоистость, пламеобразные структуры, будинаж и складки. Среди разрывных деформаций преобладают трещины, микроразрывы и дайки. Разрезы с сейсмогенными деформациями тяготеют к зонам активизированных в позднеледниковое время разломов и узлов их пересечения субширотного и северо-западного простираний, ограничивающих разномасштабные блоки земной коры.

На основании данных радиоуглеродных анализов, а также палеогеографических реконструкций установлено, что сейсмические события происходили в период конца позднего дриаса – начала пребореала, между 12900–11500 кал. л. н. и позднее, в пребореале – самом начале бореального периода, в интервале 11500–9900 кал. л. н. Именно этот период сопровождался и повышенной сейсмической активностью не только в Кольском регионе, но и во всей Фенноскандии. Полученные данные отражают высокий сейсмический потенциал района Имандровской впадины в позднеледниковье и в раннем голоцене.

Ключевые слова: сейсмиды, озерные и озерно-ледниковые отложения, террасы, озеро Имандра, Кольский регион, Фенноскандинавский щит

DOI: 10.31857/S0435428121010119

ВВЕДЕНИЕ

Период дегляциации Фенноскандинавского (Балтийского) кристаллического щита сопровождался ярко выраженной тектонической активностью: широким проявлением различных разрывов разного ранга и повышенным уровнем сейсмичности [1–4]. Во многих районах Карелии и Кольского полуострова были обнаружены следы сильных древних землетрясений [5–9]. При этом проблема характера, пространственной локализации и генезиса сейсмичности на рубеже позднего плейстоцена–начала голоцена и в голоцене платформенных (щитовых) территорий остается дискуссионной.

При изучении следов древних землетрясений особое место занимает группа вторичных нарушений в осадочном чехле – сейсмидов [10]. К ним относят различные деформации, образующиеся

результате разжижения и флюидизации грунтов, а также комплексы разрывных нарушений (разрывов со смещениями или без них, трещин и даек), возникающие в результате землетрясений.

Изучение сейсмидов в осадочных толщах имеет большую значимость для оценки сейсмоопасности территорий, определения магнитуды потенциальных землетрясений, а при площадном распространении – и реконструкции их палеоэпицентральных зон. Это особенно важно для территорий с хорошо развитой инфраструктурой, таких как Кольский регион, где сосредоточены предприятия горнопромышленного комплекса и другие особо ответственные объекты.

Принимая во внимание практическую значимость и актуальность обсуждаемых вопросов, в районе неотектонической впадины озера Имандра (Кольский регион, северо-восток Фенноскан-

динавского щита) были проведены исследования, направленные на поиск следов, оставленных сильными землетрясениями в рыхлых осадках и грунтах. Ключевым выбран участок западного берега озера Бабинская Имандра (рис. 1), где ранее были установлены следы голоценовых землетрясений в скальных породах [6, 9] и признаки катастрофических событий в донных осадках озер [11, 12].

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Для изучения деформаций применялись базовые геолого-геоморфологические методы, имеющие палеосейсмологическую направленность. Разрезы четвертичных отложений были вскрыты шурфами и расчистками в естественных обнажениях, карьерами или придорожными выемками. Литостратиграфический анализ осадков включал детальное рассмотрение состава отложений, текстур, типов слоистости, проявлений цикличности и мощности в напластовании. Основное внимание уделялось рассмотрению и перебору различных механизмов образования деформаций и выявлению сейсмогенных признаков [13]. Для выделения новейших линеаментов проведен комплексный анализ рельефа территории с привлечением крупномасштабных топографических карт, ЦМР и аэро-, фото- и космоснимков. Возраст террас оценивался по результатам радиоуглеродного датирования континентальных отложений – торфяно-болотных и донных осадков озер, биостратиграфических методов и палеогеографических реконструкций.

ПРИЗНАКИ АКТИВНОЙ ТЕКТониКИ И СОСТОЯНИЕ ИЗУЧЕННОСТИ ТЕРРАСОВЫХ КОМПЛЕКСОВ ОЗЕРА ИМАНДРА

Озеро Имандра – одно из крупнейших озер, расположенных в высоких широтах. Оно находится на крайнем северо-западе Европейской территории России в Мурманской области и выполняет депрессию, отделяющую Кольский полуостров от материковой части. Впадина озера, заложенная в кристаллических породах докембрия и совпадающая с зоной длительно живущего разлома, имеет сложную конфигурацию. Две разнонаправленные ветви: субмеридиональная Большой Имандры и субширотная, Экостровской и Бабинской Имандры, обусловлены морфо-структурным планом региона: проявлением в рельефе элементов древних геологических структур и новейших движений блокового типа. Начало заложения впадины условно относят к концу мезозоя – началу палеогена [14].

Проявления активной тектоники на побережьях Имандры были известны еще в начале про-

шлого столетия [15–18]. Они касались в основном наблюдений о неравномерности перемещения береговой линии, фиксируемой по подтоплению торфяников у берегов и разобщенности одновысотных террасовых уровней по берегам озера. Признаки отрицательного движения береговой линии, охватывающей побережья Бабинской и западные части Экостровской Имандры, были установлены Г.Д. Рихтером [16]. Вдоль берегов Большой Имандры С.Ф. Егоров наблюдал признаки быстрого опускания местности, занятого в настоящее время Сейд-островом (замкнутая часть губы Белой) [15]. По мнению автора, опускание происходило в самом недалеком прошлом. Об этом свидетельствуют подтопленное на 1.5 км устье реки, а также свежие следы речных русел между р. Бол. Белой и руч. Жемчужным. Не исключено, что это опускание местности, как и провалы, описанные С.Ф. Егоровым в своей работе, не что иное, как следы сильных древних землетрясений [19, 20].

При изучении следов отступления береговой линии озера все исследователи обращали внимание на явное несовпадение в высотных отметках и фрагментированность террас. Так, по берегам Бол. Имандры были выделены уровни с высотными отметками в 132, 134, 138, 140 и 142 и 174 м [15]. На западном побережье озера Бабинская Имандра В.Ф. Туммель описал ярусы террас с высотой уровней 133, 135, 138, 142–144, 165–173, 203 м [17]. А.Д. Арманом и Л.Я. Самсоновой здесь же выделена серия террас высотой от 127 до 144 м [21]. Относительно такой разобщенности террас С.Ф. Егоровым было справедливо замечено “что в районе Имандры трудно искать каких-нибудь совпадений отметок над уровнем озера, так как до сего времени берега озера испытывают неоднородные колебания в довольно резкой форме. В прошлом, нужно думать, эти колебания были еще более резкими и менее однородными” [15, с. 208].

Позднее, в подтверждение этим исследованиям, представительные данные о тектонической разобщенности террас Бабинской Имандры были получены С.В. Шваревым, установившим перекосы уровней и нарушения в их строении в виде флексур и перегибов, а также наклонной слоистости осадков [22]. Террасы рассматривались как единая первичная поверхность с абразионной моделировкой, которая в результате тектонических смещений была расчленена на фрагменты. При этом низкие террасы ($h \leq 3$ м), формировались при относительной тектонической стабильности, а террасы более высоких уровней – под существенным влиянием дифференцированных тектонических движений.

О современной тектонической активности свидетельствуют землетрясения, эпицентры которых тяготеют к Имандровской депрессии, так и

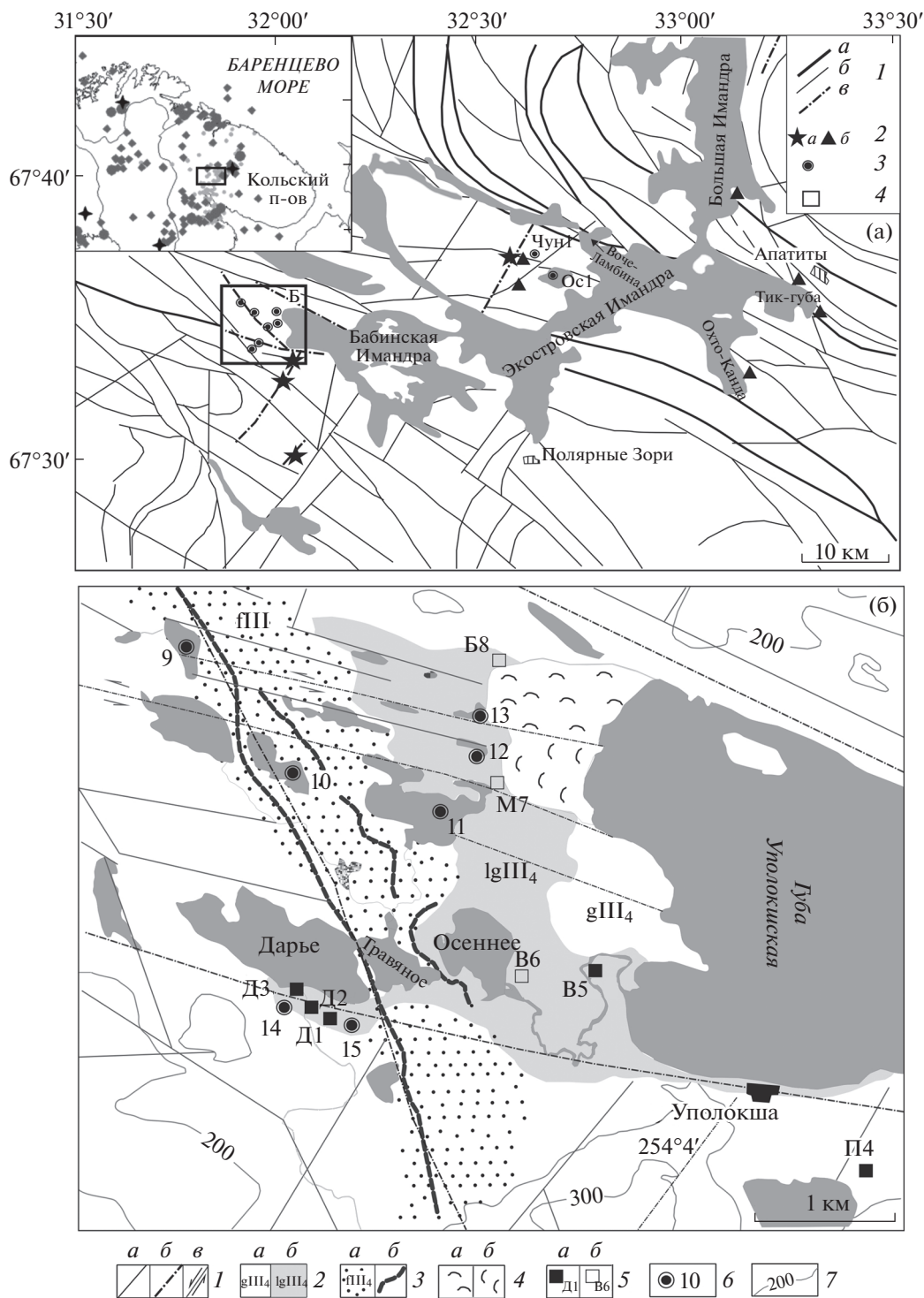


Рис. 1. Схема расположения района исследований (а) и изученных разрезов террас (б) озера Имандра.

(а) – разломы: 1 – главные (а) по [24], второстепенные (б), активизированные в поздне- и послеледниковое время (в); предполагаемые сейсмодислокации: 2 – в скальных породах (а), в рыхлых отложениях (б); 3 – скважины в озерах, для которых получены радиоуглеродные датировки возраста; 4 – участок детальных работ (рис. 1, б). На вставке – землетрясения Кольского п-ова и прилегающих территорий за период 1992–2009 гг. по [23].

(б) – линеаменты: 1 – выделенные по дешифрованию аэро-, фото- и космоснимков (а), активизированные в поздне- и послеледниковое время (б), свиги (в); 2 – кристаллические породы, частично перекрытые мореной (а), озерные и озерно-ледниковые отложения (б); 3 – флювиогляциальные отложения площадного распространения (а), озовые гряды (б); 4 – береговые валы (а – хорошо выраженные, б – слабо выраженные); 5 – изученные разрезы и их номера (а – с сейсмитами, б – с тектонической наклонной слоистостью); 6 – скважины и их номера; 7 – горизонталы (через 100 м).

к локальным блоковым поднятиям Хибин и Ловозера [23].

ГЕОЛОГО-ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА

Ключевой участок примыкает к западному берегу губы Уполокшской озера Бабинская Имандра, котловина которого может рассматриваться как грабенообразная тектоническая депрессия, ограниченная с двух сторон разломами и продолжающая на суше субширотную ветвь озер Имандровской системы (рис. 1, а). Эта территория входит в состав северо-западной части Беломорского составного террейна (Беломорского подвижного пояса), сложенного в основном переработанными в раннем протерозое позднеархейскими структурами купольно-складчатого и сложно-складчатого строения [24]. В геологическом строении района принимают участие различные гнейсы, гнейсы с телами амфиболитов, гранито-гнейсы и мигматиты, перекрытые неравномерно развитым осадочным чехлом.

Четвертичные отложения представлены морской, толщами флювиогляциальных отложений с протяженными озовыми грядами, озерно-ледниковыми и озерными осадками, часто перекрытыми торфяниками [25]. При этом рельеф территории характеризуется развитием плоских аккумулятивных террас, иногда разделенных цокольными ледниковыми возвышенностями, долинами и понижениями рельефа (рис. 1, б).

Разрывные нарушения группируются по двум основным направлениям — субширотному и северо-западному, подчиненное положение занимают разломы северо-восточного простирания. Дешифрирование аэрофото- и космоснимка отражает мелкоблоковое строение территории, а также признаки новейших сдвигов, проявляющихся в смещениях голоценовых ландшафтных комплексов (озер, болот, озовых гряд и пр.) [26].

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

В рыхлых отложениях высоких террас губы Уполокшская озера Бабинская Имандра в 8 разрезах были вскрыты различные деформации и нарушения, в том числе и явления разжижения в песках (ликвификации) (рис. 1, б).

Литологический состав отложений и характеристика деформаций. В строении изученных террас принимают участие в основном песчаные разности (рис. 2). Наиболее информативными в отношении насыщенности следами сейсмических сотрясений (разнообразии форм проявления, различия в интенсивности событий и пр.) являются разрезы Д1, Д2 и Д3, расположенные на южном, отчетливо террасированном берегу озера Дарье (рис. 1, б). Серия из 5 террас и террасовид-

ных площадок с выс. отг. над у. м. 129–130, 131.5, 134, 136 и 139 м разделена четкими уступами высотой от 0.5 до 2.5 м и протягивается вдоль южных берегов системы озер Дарье — Травяное — Осеннее. Все уровни образуют единую последовательность, отражающую последнюю регрессию озерного бассейна. Современный уровень озера Имандра находится на абс. отг. над у. м. 127.5 м.

В разрезе Д1 ($h = 11.5$ м) (рис. 2), расположенном на ровной террасовой площадке, шурфом и расчисткой вскрыты: 0–210 см — разнозернистые пески с пятнами ожелезнения по всему интервалу и единичными включениями крупного песка; 210–240 см — мелко-среднезернистые пески, но уже деформированные, с неровными прослоями, раздувами и линзами средне-крупнозернистого песка, оконтуренными ожелезненными слоями, 240–295 см — мелко-тонкозернистые пески с прослоями супесей, нарушенные дайками, субвертикальными трещинами с амплитудой смещения слоев 5–17 см, разнообразными пликативными деформациями (рис. 3), 295–350 см — мелкозернистые пески. Образцы, отобранные на спорово-пыльцевой анализ по всему разрезу (аналитик Н.Б. Лаврова), показали, что эти осадки практически лишены органических остатков, пыльные и спор, что отражает условия холодного приледникового климата.

Разрез Д2 ($h = 8.5$ м) сложен разнозернистыми песками, по строению аналогичными осадкам разреза Д1 (рис. 2). Особенностью этого разреза является сбросовая трещина, смещающая толщу параллельных слоистых песков на 0.5 м (рис. 4, а). В приповерхностной части шурфа, вскрывшего террасу, наблюдается провал-воронка, глубиной около полуметра и шириной 0.8 м, заполненная смесью почвы, песка, корней растений и черных углефицированных древесных включений. Возможно, что этот провал был развит позднее по сбросу и имеет оплывной характер. На глубине 1.5–1.7 м слоистые пески нарушены пликативными деформациями и микросбросами с амплитудами 2–4 см.

Разрез Д3 ($h = 6.5$ м) характеризуется двучленным строением и включает три горизонта деформаций (рис. 2). Верхняя толща состоит из чередования пачек желтых и серо-желтых разнозернистых песков (0–210 см). На глубинах 70–80 см и 110–120 см от поверхности слоистые пески нарушены взбросами и сбросами с амплитудами до 5 см (рис. 4, в, г). Третий горизонт деформаций, захватывающий интервал глубин 140–210 см, состоит из комплекса разнообразных пликативных и дизъюнктивных нарушений. Контакт между верхней и нижней толщами песков резкий с изломом, нарушен сбросом и подчеркнут 2 см прослоем гумусированного темно-коричневого песка. Здесь же развиты и деформации типа “знаков ря-

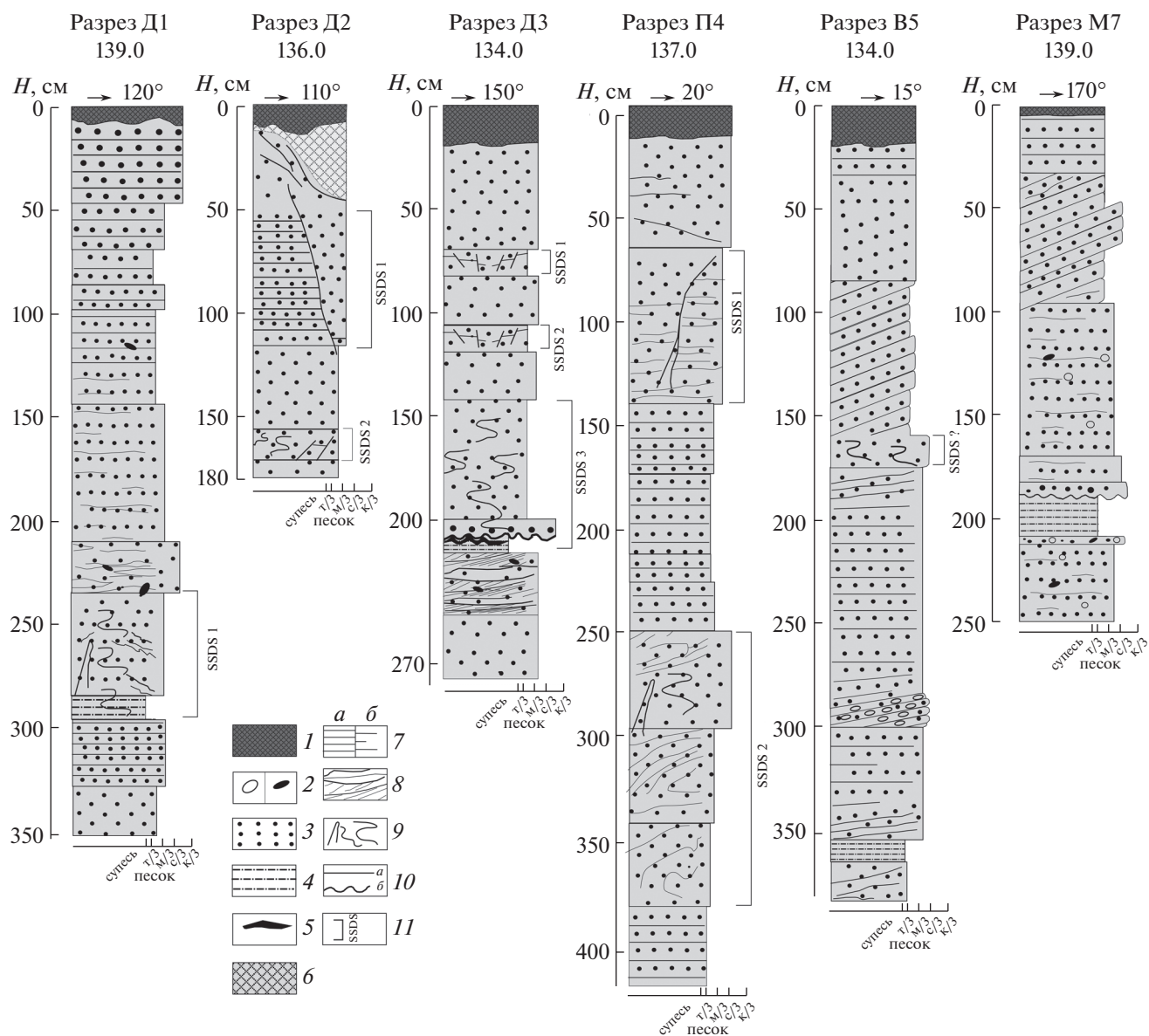


Рис. 2. Стратиграфическая приуроченность горизонтов с сейсмодетформациями в разрезах террасовых комплексов озера Бабинская Имандра.

1 – почвенно-растительный слой; 2 – галька (а), гравий (б); 3 – песок; 4 – алевритистые пески, супеси и суглинки; 5 – палеопочва; 6 – смесь почвы, песка, углефицированных и растительных остатков; слоистость: 7 – параллельная отчетливая (а), неясная (б), 8 – косая и косоволнистая, 9 – деформированная; 10 – контакты (а – постепенные, б – эрозионные), 11 – горизонты с сейсмитами (SSDS). Песок: к/з – крупнозернистый, с/з – среднезернистый, м/з – мелкозернистый, т/з – тонкозернистый. Над осадочной колонкой указан номер разреза, абсолютная отметка рельефа и экспозиция лицевой стенки шурфа или расчистки.

би”. На глубине 210–245 см толща сложена серыми песками и супесями с косой и косоволнистой слоистостью, включающей единичные зерна гравия и крупного песка. Ниже по разрезу (245–280 см) залегают слоистые пески без признаков деформированности.

Судя по составу осадков и характеру слоистости, верхняя толща формировалась в озерно-ледниковых условиях, а на формирование нижней толщи могли оказать влияние речные потоки.

Аналогичные комплексы деформаций встречаются и в других разрезах, вскрывших террасовые поверхности с выс. отм. над у. м. 134–139 м. При этом в осадочных толщах часто встречается тектонический наклон субпараллельных слоев песков (например, как в разрезах В5 и М7 на рис. 2), уже отмечавшийся ранее [22].

Сочетание пликативных и разрывных (хрупких) деформаций и нарушений, установленных в осадочных толщах террас, образует комплексы

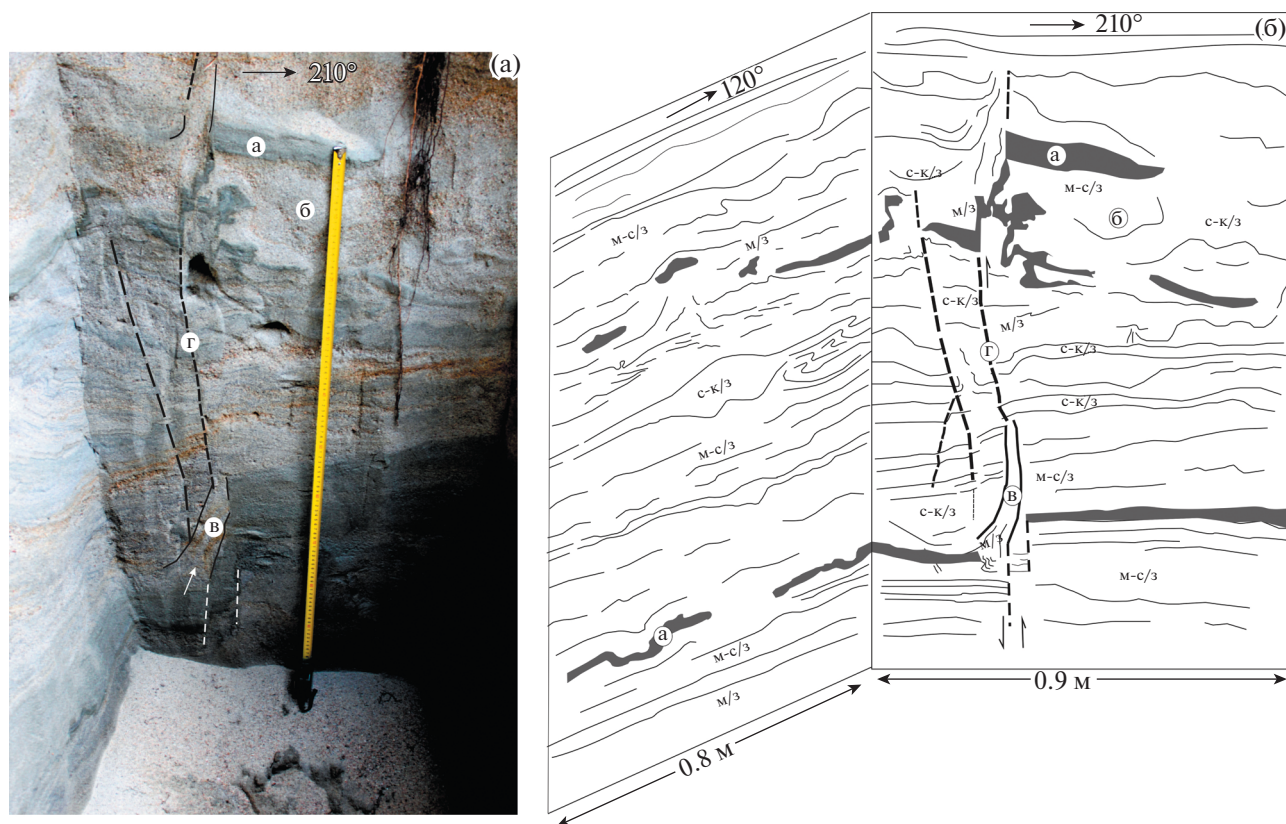


Рис. 3. Сочетание пликативных и разрывных деформаций в разрезе Д1.

(а) – фотография ЮВ стенки шурфа, (б) – зарисовка по СЗ и ЮВ стенкам шурфа.

Буквы в кружках: а – супесь, б – песок, в – дайка, г – трещины. Длина линейки на рис. (а) – 1 м. Песок: м/з – мелкозернистый, с/з – среднезернистый, к/з – крупнозернистый.

сейсмонарушений. Пликативные деформации представлены текстурами перемешивания различных по гранулометрическому составу слоев с их взаимным проникновением, участками утолщения и сокращения мощности слоев, текстурами брекчирования и будинажа с “плавающими” фрагментами деформированного слоя, структурами “пламя”, диапироподобными внедрениями, закручиванием слоев в складки и другими признаками разжижения песков (рис. 5, а–д). Свидетельством разжижения песчаного материала является потеря ими первичной седиментационной слоистости и размытость рисунка разреза.

Среди разрывных деформаций преобладают трещины и микроразломы различной кинематики, а также песчаные дайки, толщиной от 4 до 20 см (рис. 3, 4, б). Трещины в песках (деформации растяжения), сопровождающие комплекс, представлены сбросами (часто встречными) и взбросами. В отдельных случаях микроразломы образуют “структуры проседания”: часть слоистой толщи, ограниченная с двух сторон сбросами, оказывается опущенной в нижележащие слои (рис. 4, в, г). Песчаные дайки нередко сопутствуют

сбросам. По зарисовке юго-восточной стенки шурфа, вскрывшего 11.5-метровую террасу, хорошо видно, как по субвертикальной трещине развиваются микродайки, причем заполнение их песком происходит снизу вверх, после образования самих трещин (рис. 3).

В изученных разрезах выделяются от 1 до 3 деформированных горизонтов (рис. 2) мощностью от 20 см до 1.3 м, в которых относительно слабо-литифицированные отложения подвергались различного рода нарушениям, деструкции и дезинтеграции, схожими с таковыми, возникающими при сильных сейсмических сотрясениях в высокосейсмичных областях [10, 13]. Цикличность проявления деформированных горизонтов в одном разрезе указывает на повторяемость предполагаемых сейсмических событий.

Проблема идентификации сейсмиков не является простой, поскольку в ряде случаев морфологически сходные образования возникают как в результате действия сейсмогенных, так и иных факторов (гляцигенных, гравитационных, седиментационных и др.). Характер проявления деформаций и их морфология в значительной сте-

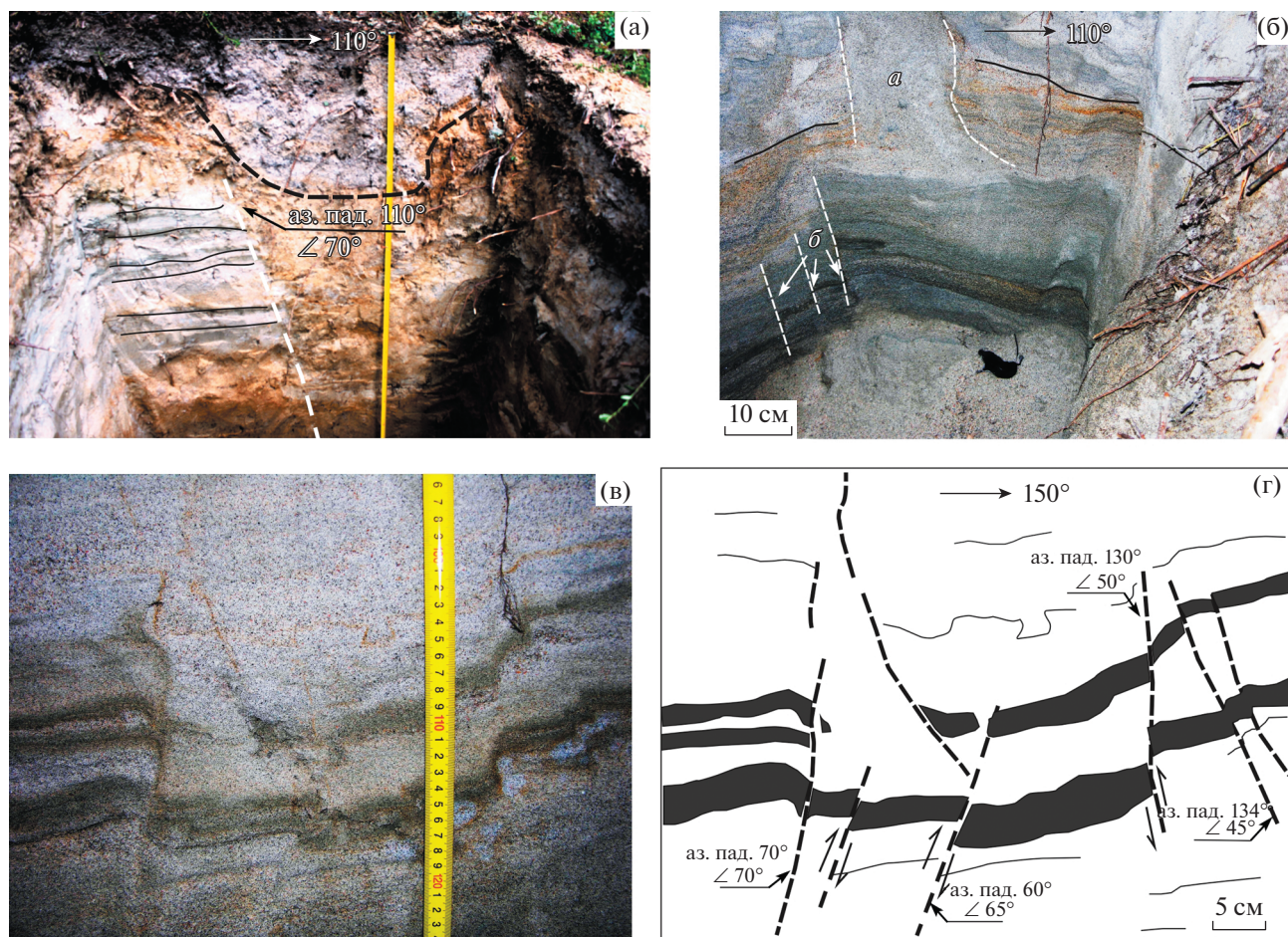


Рис. 4. Примеры хрупких (разрывных) деформаций.

(а) – сброс в разрезе Д2, смещающий толщу слоистых песков (длина линейки 1.3 м); (б) – кластическая дайка (а) и сбросы (б) в разрезе Д4; взбросы и сбросы в разрезе Д3 ((в) – фото, (г) – интерпретация).

пени зависят от литологического состава отложений, а также от степени литификации пород и геоморфологической обстановки в каждом конкретном месте. Эта проблема усложняется еще тем, что в областях проявления перигляциальных процессов нарушения в осадках часто связывают с криотурбациями – перемещениями в результате напряжений, возникающих в грунтах при неоднократных или неравномерных промерзаниях деятельного слоя над вечномёрзлыми породами.

Образование пликативных и разрывных деформаций, выявленных в изученных разрезах, трудно объяснить криотурбационными процессами, поскольку вечная мерзлота в Кольском регионе имеет островное распространение и развита в основном на востоке и северо-востоке региона [27]. Морфология структур и сочетание пликативных и разрывных нарушений в одной толще не характерны для криопроецессов. Субгоризонтальная поверхность террас, отсутствие уклона, разнонаправленность хрупких деформаций исключают и возможность оползания пес-

ков. Ряд схожих синседиментационных мелко-масштабных дизъюнктивных нарушений мог бы быть образован при вытаивании сохранившихся на территории отдельных линз мертвого льда. Однако направленность нарушенных слойков песка снизу вверх, указывающих на проявление вертикально направленных к земной поверхности гидравлических сил, а также присутствие в разрезах инъекционных даек, исключает и эту гипотезу. Наиболее вероятным объяснением возникновения деформаций и нарушений в разрезах террас являются сотрясения, вызванные палеоземлетрясениями, следы которых ранее были обнаружены и в скальных породах как в районе неотектонической впадины Имандры, так и в смежном с ней Хибинском горном массиве [6, 9, 19, 20].

Механизм образования деформаций можно представить следующим образом. В песчаной неконсолидированной толще осадков в результате сейсмического сотрясения происходило разжижение материала, образовавшаяся песчаная масса перераспределялась, при этом формировались

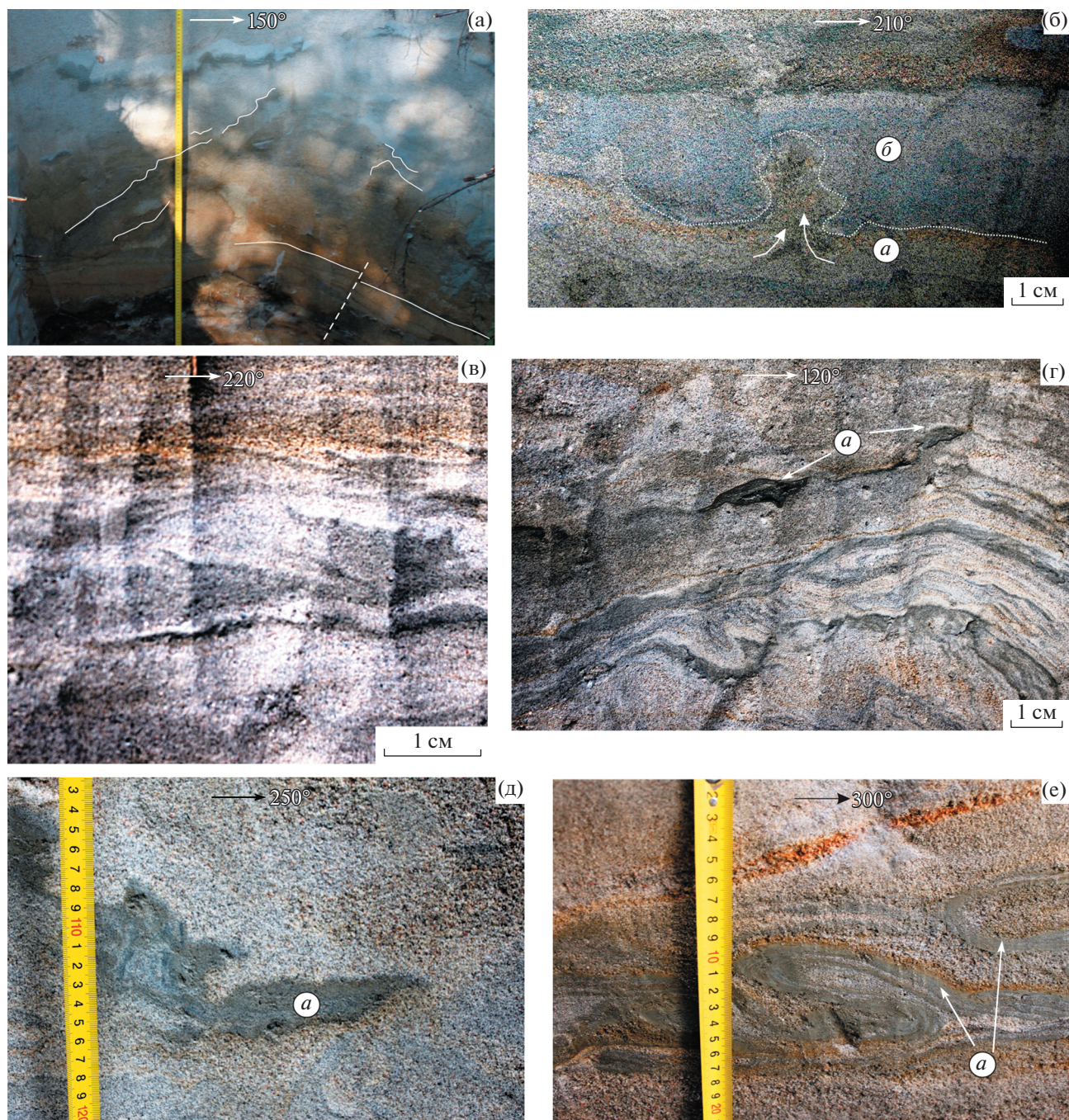


Рис. 5. Примеры пликативных деформаций.

(а) – явления разжижения и изменения ориентации слоев песка с субгоризонтальных на субвертикальные в разрезе Д3 (длина линейки 1 м); (б) – внедрения крупно-среднезернистых песков (а) в среднезернистые (б) в разрезе П4; (в) – структуры “пламя” в разрезе Д1; (г)–(д) – текстуры брекчирования и будинажа слоев супеси (а) в разрезе Д1; (е) – закручивание слоев тонкозернистого песка и супеси (а) в складки в разрезе П4 (длина линейки 20 см).

изгибы слоев, микроскладки, песчаные раздувы и сокращения мощности слоев, пластические интрузии (рис. 5, а–в). Иногда разжижение песков приводило к нестабильному положению залегающих над этой толщей слоев, способствовало их перемещению и деструктированию, вплоть

до разорванности слоев, будинирования, с образованием их “плавающих” фрагментов (рис. 5, г, д). Нередко в разрезах можно наблюдать изменение вытянутости слоев с субгоризонтальной на субвертикальную и образование складок вплоть до лежащих, приводящих к пережиму слоев

(рис. 5, е). Изменение вытянутости слоев в субвертикальном направлении явно указывает на вертикально направленные воздействия при спонтанном разжижении песков, как это часто происходит при сильных сейсмических сотрясениях [28]. Формирование трещин и даек возможно связано с последующим после основного события сейсмическим ударом (или ударами) – афтершоком. Силой при внедрении инъекционных даек было гидростатическое давление внутри песчаного пласта, насыщенного водой и обладавшего тиксотропными свойствами.

Анализ направлений тектонических элементов в изученных разрезах показал, что простирание сейсмогенных даек и трещин значительно варьирует, но в целом соответствует разломно-блоковой делимости территории. Деформации в разрезах Д1–Д3 тяготеют к зоне субширотного разлома, ограничивающего губу Уполокшскую с юга (или к узлу пересечения разломов субширотного и северо-западного простирания) (рис. 1, б). Активизация субширотной зоны в поздне-последледниковое время проявляется в образовании (подновлении) серии ущельев-трещин, развитых вдоль зоны разлома на склоне возвышенности с выс. отм. 254.4 м. Эти ущелья, протяженностью от 0.6 до 1.2 км и шириной 35–100 м, имеют асимметричные склоны, днища их выполнены как глыбовым материалом, так и заболочены. Субпараллельные им голоценовые субширотные сбросы амплитудой 0.6–1.3 м, смещающие морену, были изучены ранее и с южной стороны этой же возвышенности [6].

Однако разрядка напряжений осуществлялась не только по доминирующим в этом районе субширотным направлениям. Геолого-геофизические исследования отражают активизацию линейамента СЗ простирания (330°), протяженностью более 20 км [29] и следующего вдоль Дарьеозерского оза. Здесь, под дном озера (т. н. 10 на рис. 1, б), в песках и алевритах, вскрытых несколькими скважинами, наблюдаются смещения слоев с амплитудами 1.8–2 м. В органогенных осадках этой же озерной котловины обнаружена осадочная брекчия, образованная в результате тектонического события, которое произошло в среднем голоцене $\sim 6400 \pm 340$ кал. л. н. [11, 12]. Еще один активизированный разлом СВ простирания и протяженностью более 10 км выделен на западном фланге Экостровской Имандры (рис. 1, а). Активизация разрывного нарушения происходила на протяжении всего поздне- и последледникового времени. Здесь же, в зоне разлома, были обнаружены свидетельства разжижения песчаного материала, образованного сильным землетрясением 13500 кал. л. н. [9].

Палеогеографические реконструкции и возраст сейсмиков. Согласно палеогеографическим ре-

конструкциям, в позднеледниковье на месте праймандры существовал приледниковый водоем [18]. При дегляциации территории происходило поднятие континента и постепенное осушение позднеледникового озера. В результате этих процессов и была образована серия террас, хорошо выраженных на побережьях озера. Освобождение территории Имандровской впадины ото льда относят к временному интервалу 10–11 тыс. л. н. [14, 18, 30]. По мнению ряда исследователей, продолжительность периода дегляциации в бассейне Имандры была исключительно мала [21]. Изучение террас озера Бабинская Имандра привело А.Д. Арманда к представлению о том, что после отступления ледника эта часть озера развивалась автономно, вероятно, из-за существования перемычки в виде глыбы мертвого льда, а частичное освобождение этой территории ото льда произошло ранее, чем принято считать, уже около 12–13 тыс. л. н. [21].

Возраст сейсмических деформаций можно определить лишь приближенно, определив время образования отложений, слагающих террасы, в которых они обнаружены. Судя по нескольким деформированным горизонтам, образование нарушений этого комплекса связано с серией сбlijенных событий, произошедших за относительно короткий промежуток времени.

Для определения возраста террас мы привлекли появившиеся в последние годы новые результаты радиоуглеродного датирования континентальных отложений – донных осадков озер и торфяно-болотных, сформированных уже после выведения площадок террас на дневную поверхность [31, 32]. Радиоуглеродные даты получены из образцов, отобранных из основания колонок органогенных отложений и торфяников (табл. 1). Судя по датам, начало накопления органики в озерах приходится на временной интервал от 9100 до 11370 кал. л. н. С этого времени происходит отступление края ледника, занимавшего депрессию озера Бабинской Имандры, и образование обширного пресноводного бассейна. Позднее, начиная с атлантического периода, стало происходить накопление торфа на поверхностях террас, которое продолжалось на протяжении всего атлантического, суббореального и субатлантического периодов [32, 33].

Судя по литологическому анализу, радиоуглеродным и биостратиграфическим данным, а также общим палеогеографическим условиям территории отложения озерно-ледниковых террас высотой 11.5 и 8.5 м были образованы в добореальное время: в период конца позднего дриаса – начала пребореала, около $12923 \pm 117 - 11549 \pm 205$ кал. л. н. ($11000 - 10000$ ^{14}C л. н.). Более низкая 6.5-метровая терраса могла быть сформирована немного позднее, в конце пребореала – са-

Таблица 1. Возраст органогенных отложений*

№ скв.	Высота отм. над у. м., м	Тип осадков	Возраст		Лабораторный № образца	№ источника
			радиоуглеродный	календарный		
1Ос	129.8	гиттия+песок	9820 ± 260	11317 ± 450	ЛУ-6710	31
9	145.6	гиттия	9850 ± 120	11370 ± 190	ЛУ-7575	н/с
10	133.4	гиттия	8230 ± 300	9130 ± 360	ЛУ-7368	31
11	136.0	гиттия	9090 ± 190	10250 ± 280	ЛУ-7909	н/с
12	148.8	торф+гиттия+песок	7700 ± 120	8491 ± 109	ИГАН 4548	32
13	146.8	торф	7550 ± 130	8196 ± 127	ИГАН 4547	32
14	136–137	торф	5425 ± 120	6190 ± 130	ЛУ-8373	н/с
15	138	торф	2400 ± 70	2500 ± 120	ЛУ-8372	н/с
1Чун	204.9	гиттия	8690 ± 170	9800 ± 230	ЛУ-75472	32

Примечание. *Расположение скважин показано на рис. 1, а (скв. 1Ос и Ч1) и 1б (скв. 9–15), н/с – настоящее сообщение.

мом начале бореального периода, около 9978 ± ± 168 кал. л. н. (10000–8900 ¹⁴С л. н.). Приблизительно к этим же интервалам следует отнести и возникновение сейсмитов.

Важно отметить, что подобные деформации в рыхлых отложениях террас Имандры встречались и ранее [34]. Например, на северном берегу Тик-Губы Экостровской Имандры в террасе с выс. отм. 129–130 м в озерно-ледниковых горизонтально-слоистых песках обнаружены смятия, разорванность (будинированность) темно-серых тонкозернистых прослоев и включения неправильной формы. Вся толща залегает на морене и слагает подмытый волнами холм высотой 2 м. Обнажения, вскрытые в обрыве 2-метровой террасы на западном берегу губы Белой, также несут следы постседиментационных деформаций в виде различных складок и смятий. Генезис этих деформаций, так же как аналогичных им в осадках шестиметровой террасы на о. Высокий Большой Имандры, ранее никто не рассматривал с позиций сейсмогенности. Однако учитывая тектоническую активность района Имандровской впадины, они могли быть также образованы в результате сейсмических сотрясений.

Определяемые к настоящему времени амплитуды смещений разрывов в рыхлых осадках варьируют от 0.2–0.5 до 1.8–2 м. Считается, что эффекты, связанные с разжижением грунтов, могут генерироваться землетрясениями с магнитудами (M_w) ≥ 5 [35]. Учитывая общую сейсмологическую обстановку, морфологию расколов и трещин в скальных породах и амплитуды смещений по разломам в десятки см – первые метры, минимальная магнитуда предполагаемых сейсмических событий может быть оценена величиной ≥ 6.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Таким образом, в разрезах рыхлых отложений террас озера Имандра запечатлены горизонты, отражающие сейсмические события с магнитудой ≥ 6, которые привели к возникновению в песчано-супесчаных отложениях разнообразных по морфологии и размерам вторичных деформаций, образовавших единый комплекс, состоящий из интенсивно деформированных и деструктурированных отложений и ассоциирующих с ними кластических даек и трещин. Эти деформации связаны с несколькими сейсмическими событиями, которые происходили в позднем плейстоцене – начале голоцена 12.9–11.5 и 9.9 тыс. л. н. Именно этот период сопровождался и повышенной сейсмической активностью не только в Кольском регионе, но и во всей Фенноскандии. Установлена приуроченность сейсмитов к зонам активизированных в позднеледниковое время разломов субширотного и СЗ простираний, ограничивающих разномасштабные блоки земной коры.

БЛАГОДАРНОСТИ

Исследования выполнены по теме госзадания Геологического института ФИЦ КНЦ РАН № 0226-2019-0054 и частично поддержаны грантом РФФИ (проект № 18-05-60125, Арктика).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Stewart L.S., Sauber J., and Rose J.* Glacio-seismotectonics: ice sheets, crustal deformation and seismicity. *Quaternary Science Reviews*. 2000. Vol. 19. P. 1367–1389.
2. *Fjeldskaar W., Lindholm C., Dehls J.F., and Fjeldskaar I.* Post-glacial uplift, neotectonics and seismicity in Fennoscandia. *Quaternary Science Reviews*. 2000. Vol. 19. P. 1413–1422.

3. *Mörner N.-A.* Active faults and paleoseismicity in Fennoscandia, especially Sweden. Primary structures and secondary effects. *Tectonophysics*. 2004. Vol. 380. P. 139–157.
4. *Kukkonen I.T., Olesen O., and Ask M.V., PFDP Working Group.* Postglacial faults in Fennoscandia: targets for scientific drilling. *Geol. Fören. Stockh. Förh.* 2010. Vol. 132 (1). P. 71–81.
5. *Lukashov A.D.* Paleoseismotectonics in the northern part of Lake Onega (Zaonezhskij peninsula, Russian Karelia). *Geol. Survey of Finland. Nuclear Waste Disposal Research. Report YST-90. Espoo.* 1995. 36 p.
6. *Николаева С.Б.* Палеосейсмологические проявления в СВ части Балтийского щита и их геолого-тектоническая позиция // *Геоморфология*. 2001. № 4. С. 66–74.
7. *Верзилин Н.Н., Бобков А.А., Кулькова М.А., Нестеров Е.М., Нестерова Л.А., Мадянова Н.П.* О возрасте и образовании современного расчлененного рельефа севера Кольского полуострова // *Вестник СПбГУ. Сер. 7. Геология, география*. 2013. Т. 2. С. 79–93.
8. *Шварев С.В., Родкин М.В.* Структурная позиция и параметры палеоземлетрясений в районе горы Воттоваара (Средняя Карелия, восточная часть Фенноскандинавского щита) // *Вопросы инженерной сейсмологии*. 2018. Т. 44 (2). С. 35–60.
9. *Николаева С.Б., Никонов А.А., Шварев С.В., Родкин М.В.* Детальные палеосейсмогеологические исследования в бортовой зоне впадины озера Имандра (Кольский регион): новые подходы и результаты // *Геология и геофизика*. 2018. Т. 59. № 6. С. 866–880.
10. *Seilacher A.* Fault-graded beds interpreted as seismites. *Sedimentology*. 1969. Vol. 13. P. 155–159.
11. *Николаева С.Б., Лаврова Н.Б., Денисов Д.Б., Толстобров Д.С.* Следы катастрофических процессов в донных осадках озер западного побережья озера Бабинская Имандра (Кольский регион) // *Изв. РГО*. Т. 148. Вып. 4. 2016. С. 38–52.
12. *Nikolaeva S.B., Lavrova N.B. and Denisov D.B.* A catastrophic Holocene event in the lake bottom sediments of the Kola region (northeastern Fennoscandian shield). *Doklady Earth Science*. 2017. Vol. 473. No. 1. P. 308–312.
13. *Палеосейсмология / Под ред. Дж. П. Мак-Калпина.* Т. 2. М.: Науч. мир, 2011. 400 с.
14. *Каган Л.Я., Лебедева Р.М., Стрелков С.А., Чижиков В.В.* Основные черты истории озера Имандра // *Природа и хозяйство Севера*. 1980. Вып. 7. С. 21–26.
15. *Егоров С.Ф.* Рельеф и наносы восточного побережья Большой Имандры // *Труды геоморфологического института*. Л.: Изд-во АН СССР, 1931. Вып. 1. С. 173–243.
16. *Рихтер Г.Д.* Физико-географический очерк озера Имандра и его бассейна. Л.: Гос. техн.-теоретич. изд-во, 1934. Вып. 5. 144 с.
17. *Туммель В.Ф.* Очерки западного побережья озера Бабинской Имандры // *Труды Совета по изуч. произв. сил АН СССР / Мат-лы к географии района р. Нивы, Кольский полуостров*. Л.: Изд-во АН СССР, 1933. Вып. 6. С. 57–64.
18. *Лаврова М.А.* Четвертичная геология Кольского полуострова. Л.: Изд-во АН СССР, 1960. 234 с.
19. *Авенариус И.Г.* Морфоструктурный анализ зоны новейших дислокаций на южном склоне Хибин // *Геоморфология*. 1989. № 2. С. 52–56.
20. *Романенко Ф.А., Лукашов А.А., Шилова О.С.* Катастрофические гравитационные процессы на Севере России и опыт их радиоуглеродного датирования // *Геоморфология*. 2011. № 3. С. 87–94.
21. *Арманд А.Д., Самсонова Л.Я.* Морские отложения и голоценовая тектоника района Кандалакши // *Основные проблемы геоморфологии и стратиграфии антропогена Кольского полуострова*. Л.: Наука, 1969. С. 96–111.
22. *Шварев С.В.* Послеледниковые тектонические движения и формирование террас озера Имандра (Кольский полуостров) // *Геоморфология*. 2003. № 4. С. 97–104.
23. *Асминг В.Э., Кременецкая Е.О., Виноградов Ю.А., Евтюгина З.А.* Использование критериев идентификации взрывов и землетрясений для уточнения оценки сейсмической опасности региона // *Вестник МГТУ*. 2010. Т. 13. № 4/2. С. 998–1007.
24. *Геологическая карта Кольского региона. Масштаб 1:1000000 / Под ред. Ф.П. Митрофанова.* Апатиты: КНЦ РАН, 2001. 1 л.
25. *Niemelä J.* Quaternary deposits of Finland and North-western part of Russian Federation and their resources. Scale 1 : 1000000. *J. Niemelä, I. Ekman, A. Lukashov (Eds.)*. Espoo: Geological Survey of Finland. 1993.
26. *Зыков Д.С.* Новейшая геодинамика Северо-Карельской зоны (Балтийский щит). М.: ГЕОС, 2001. 146 с.
27. *Вечная мерзлота Кольского полуострова / Под ред. И.Я. Баранова // Тр. Ин-та мерзлотоведения им. В.А. Обручева.* Т. XIII. 1953. 180 с.
28. *Obermeier S.F., Olson S.M., and Green R.A.* Field occurrences of liquefaction-induced features: a primer for engineering geologic analysis of paleoseismic shaking. *Engineering Geology*. 2005. Vol. 76. P. 209–234.
29. *Родионов А.И., Николаева С.Б., Рязанцев П.А.* Оценка возможностей георадиолокации при изучении сейсмогенных нарушений и деформаций в донных осадках (на примере озера Уполокшское, северо-восток Фенноскандинавского щита) // *Геодинамика и тектонофизика*. 2018. Т. 9. № 4. С. 1189–1203.
30. *Евзеров В.Я., Николаева С.Б.* Пояса краевых ледниковых образований Кольского региона // *Геоморфология*. 2000. № 1. С. 61–73.
31. *Толстоброва А.Н., Толстобров Д.С., Колька В.В., Корсакова О.П.* История развития озера Осиновое (Кольский регион) в поздней- и послеледниковое время по материалам диатомового анализа донных отложений // *Тр. КарНЦ РАН*. 2016. № 5. С. 106–116.
32. *Николаева С.Б., Лаврова Н.Б., Толстобров Д.С., Денисов Д.Б.* Реконструкция палеогеографических обстановок голоцена в районе озера Имандра (Кольский регион): результаты палеолимнологических исследований // *Тр. КарНЦ РАН*. 2015. № 5. С. 34–47.

33. Лебедева Р.М., Каган Л.Я., Иванова Л.В. Биостратиграфические исследования голоцена Колдского полуострова // Природа и хозяйство Севера. 1987. Вып. 15. С. 8–11.
34. Арманд А.Д., Лебедева Р.М., Черемисинова Е.А. О позднеледниковых морских отложениях в районе озера Имандра // Четвертичные отложения и грунтовые воды Кольского полуострова. М.—Л.: Наука, 1964. С. 43–55.
35. Sims J.D. Determining earthquake recurrence intervals from deformational structures in young lacustrine sediments. *Tectonophysics*. 1975. Vol. 29. P. 141–152.

Reflection of paleoseismic events in late Pleistocene and Holocene deposits of the terraces of the Lake Imandra (Kola Region, Fennoscandian Shield)

S. B. Nikolaeva^{a,#}

^a*Geological Institute of Kola Science Center RAS, Apatity, Russia*

[#]*E-mail: nikolaeva@geoksc.apatity.ru*

Soft-sediment deformation structures have been indentified in glaciolacustrine deposits of the terrace complexes of the Lake Imandra (Kola Region, NE of the Fennoscandian Shield). According to the paleoseismological criteria, we found that these deformation structures were induced by strong earthquakes. These earthquakes led to the occurrence of secondary deformations of various morphology and sizes in the sandy-sandy sediments, forming a single complex consisting of intensely deformed and destructed deposits and associated clastic dikes and cracks. Among the plastic deformations, the phenomena of liquefaction, boudinage structures, flame structures, irregular convolute stratifications, diapir-like structures and synsedimentary folds are developed. Among brittle deformations, cracks and micro-fractures and dykes, predominate. The spatial and stratigraphic distributions of soft-sediment deformation structures were used to infer about the activation of faults during the Late Glacial and Postglacial period of the sub-latitudinal and north-western strike directions that limit the different-scale blocks of the earth's crust.

According to radiocarbon analysis data and paleogeographic reconstructions, the formation of soft-sediment deformations took place at the end of the Young Dryas – the beginning of the Preboreal period between 12900–11500 cal yr BP, and later, in the Preboreal period – beginning of the Boreal period between 11500–9900 cal yr BP. It was this period that was accompanied by increased seismic activity not only in the Kola region, but also in the whole of Fennoscandia.

Keywords: seismites, lacustrine and glaciolacustrine deposits, terraces, Imandra Lake, Kola Region, Fennoscandian Shield

ACKNOWLEDGEMENTS

The research was carried out at the Geological Institute of the Kola Science Center RAS (No. 0226-2019-0054) and was partly supported by grant of the Russian Foundation for Basic Research (RFBR) (project No. 18-05-60125, Arctic).

REFERENCES

1. Stewart L.S., Sauber J., Rose J. Glacio-seismotectonics: ice sheets, crustal deformation and seismicity. *Quaternary Science Reviews*. 2000. Vol. 19. P. 1367–1389.
2. Fjeldskaar W., Lindholm C., Dehls J.F. and Fjeldskaar I. Post-glacial uplift, neotectonics and seismicity in Fennoscandia. *Quaternary Science Reviews*. 2000. Vol. 19. P. 1413–1422.
3. Mörner N.-A. Active faults and paleoseismicity in Fennoscandia, especially Sweden. Primary structures and secondary effects. *Tectonophysics*. 2004. Vol. 380. P. 139–157.
4. Kukkonen I.T., Olesen O., Ask M.V., and PFDP Working Group. Postglacial faults in Fennoscandia: targets for scientific drilling. *Geol. Fören. Stockh. För.* 2010. Vol. 132 (1). P. 71–81.
5. Lukashov A.D. Paleoseismotectonics in the northern part of Lake Onega (Zaonezhskij peninsula, Russian Karelia). *Geol. Survey of Finland. Nuclear Waste Disposal Research*. Report YST-90. Espoo. 1995. 36 p.
6. Nikolaeva S.B. *Paleoseismologicheskie proyavleniya v SV chasti Baltiiskogo shchita i ih geologo-tektonicheskaya pozitsiya*. (Paleoseismological manifestations in the NE part of the Baltic Shield and their geological and tectonic position). *Geomorfologiya (Geomorphology RAS)*. 2001. No. 4. S. 66–74. (in Russ.)
7. Verzilin N.N., Bobkov A.A., Kulkova, M.A., Nesterov E.M., Nesterova L.A., and Madyanova N.P. *O vozraste i obrazovanii sovremennogo raschlenennogo rel'efa severa Kol'skogo poluostrova*. (On the age and education of the modern dissected relief of the north of the Kola Peninsula). *Vestnik SPbGU. Ser. 7. Geologiya, geografiya*. Vol. 7 (2). P. 79–93. (in Russ.)
8. Shvarev S.V. and Rodkin M.V. *Strukturnaya pozitsiya i parametry paleozemletryaseni v raione gory Vottovaara (Srednyaya Kareliya, vostochnaya chast' Fennoskandinavskogo shchita)*. (Structural position and parameters of paleo-earthquakes in the region of Mount Vottovaara (Middle Karelia, eastern part of the Fennoscandinavian shield)). *Voprosy inzhenernoi seismologii*

- (*Seismic Instruments*). 2018. Vol. 44 (2). P. 35–60. (in Russ.)
9. Nikolaeva S.B., Nikonov A.A., Shvarev S.V., and Rodkin M.V. *Detal'nye paleoseismogeologicheskie issledovaniya v bortovoi zone vpadiny ozera Imandra (Kol'skii region): novye podkhody i rezul'taty*. (Detailed paleoseismological research on the flank of the Lake Imandra depression (Kola region): new approaches and results). *Geologiya i geofizika (Russian Geology and Geophysics)*. 2018. Vol. 59. No. 6. P. 866–880. (in Russ.)
 10. Seilacher A. Fault-graded beds interpreted as seismites. *Sedimentology*. 1969. Vol. 13. P. 155–159.
 11. Nikolaeva S.B., Lavrova N.B., Denisov D.B., and Tolstobrov D.S. *Sledy katastroficheskikh protsessov v donnykh osadkakh ozer zapadnogo poberezh'ya ozera Babinskaya Imandra (Kol'skii region)*. (Traces of catastrophic processes in the bottom sediments of lakes on the west coast of Lake Babinskaya Imandra (Kola region)). *Izv. RGO*. Vol. 148. Vyp. 4. 2016. P. 38–52. (in Russ.)
 12. Nikolaeva S.B., Lavrova N.B., and Denisov D.B. A catastrophic Holocene event in the lake bottom sediments of the Kola region (northeastern Fennoscandian shield). *Doklady Earth Science*. 2017. Vol. 473. No. 1. P. 308–312.
 13. *Paleoseismologiya*. (Paleoseismology). Dzheims P. Mak-Kalpin (Ed.). Vol. 2. M.: Nauchnyi mir (Publ.), 2011. 400 p. (in Russ.)
 14. Kagan L.Ya., Lebedeva R.M., Strelkov S.A., and Chizhikov V.V. *Osnovnye cherty istorii ozera Imandra*. (The main features of the history of Lake Imandra). *Priroda i hozyaistvo Severa*. 1980. Vyp. 7. P. 21–26. (in Russ.)
 15. Egorov S.F. *Rel'ef i nanosy vostochnogo poberezh'ya Bolshoi Imandry*. (Relief and sediments of the eastern coast of the Great Imandra). *Trudy geomorfologicheskogo instituta*. L.: Izd-vo AN SSSR (Publ.), Vyp. 1. 1931. P. 173–243. (in Russ.)
 16. Rihter G.D. *Fiziko-geograficheskii ocherk ozera Imandra i ego basseina*. (Physico-geographical sketch of Imandra lake and its basin). L.: Gosudarstvennoe tekhniko-teoreticheskoe izdatel'stvo (Publ.), Vol. 5. 1934. 144 p. (in Russ.)
 17. Tummel V.F. *Ocherki zapadnogo poberezh'ya ozera Babinskoi Imandry*. (Essays on the western coast of Lake Babinskaya Imandra). *Trudy Soveta po izuch. proizv. sil AN SSSR. M-ly k geografii raiona r. Nivy – Kol'skii poluostrov*. L.: Izd-vo AN SSSR (Publ.), 1933. Vyp. 6. P. 57–64. (in Russ.)
 18. Lavrova M.A. *Chetvertichnaya geologiya Kol'skogo poluostrova*. (Quaternary geology of the Kola Peninsula). M.–L.: Izd-vo AN SSSR (Publ.), 1960. 234 p. (in Russ.)
 19. Avenarius I.G. *Morfostrukturnii analiz zony noveishikh dislokatsii na yuzhnom sklone Hibin*. (Morphostructural analysis of the zone of the newest dislocations on the southern slope of the Khibiny). *Geomorfologiya (Geomorphology RAS)*. 1989. No. 2. P. 52–56. (in Russ.)
 20. Romanenko F.A., Lukashov A.A., and Shilova O.S. *Katastroficheskie gravitatsionnye protsessy na Severe Rossii i opyt ikh radiouglerodnogo datirovaniya*. (Catastrophic gravitational processes in the North of Russia and the experience of their radiocarbon dating). *Geomorfologiya (Geomorphology RAS)*. 2011. No. 3. P. 87–94. (in Russ.)
 21. Armand A.D. and Samsonova L.Ya. *Morskie otlozheniya i golotsenovaya tektonika raiona Kandalakshi. Osnovnye problemi geomorfologii i stratigrafii antropogena Kol'skogo poluostrova*. (Sea sediments and Holocene tectonics of the Kandalaksha region. Main problems of the geomorphology and stratigraphy of the anthropogenic Kola Peninsula). L.: Nauka (Publ.), 1969. P. 96–111. (in Russ.)
 22. Shvarev S.V. *Poslednikovyte tektonicheskie dvizheniya i formirovanie terras ozera Imandra – Kol'skii poluostrov*. (Postglacial tectonic movements and terrace formation of Lake Imandra (Kola Peninsula)). *Geomorfologiya (Geomorphology RAS)*. 2003. No. 4. P. 97–104. (in Russ.)
 23. Asming V.E., Kremenetskaya E.O., Vinogradov Yu.A., and Evtyugina Z.A. *Ispol'zovanie kriteriev identifikatsii vzryvov i zemletryasenii dlya utochneniya otsenki seismicheskoi opasnosti regiona*. (The use of identification criteria for explosions and earthquakes to refine the assessment of the seismic hazard of the region). *Vestnik MGTU*. 2010. Vol. 13. No. 4/2. P. 998–1007. (in Russ.)
 24. *Geologicheskaya karta Kol'skogo regiona*. Mashtab 1:1000000. (Geological map of the Kola region. Scale 1:1000000). Mitrofanov F.P. (Ed.). Apatity: KSC RAS. 2001. L. 1. (in Russ.)
 25. Niemelä J. Quaternary deposits of Finland and North-western part of Russian Federation and their resources. Scale 1 : 1000000. J. Niemelä, I. Ekman, A. Lukachov (Eds.). Espoo: Geological Survey of Finland. 1993.
 26. Zykov D.S. *Noveishaya geodinamika Severo-Karel'skoi zony (Baltiiskii shchit)*. (The latest geodynamics of the North Karelian zone (Baltic shield)). M.: GEOS (Publ.), 2001. 146 p. (in Russ.)
 27. *Vechnaya merzlota Kol'skogo poluostrova*. (Permafrost of the Kola Peninsula). I.Ya. Baranova (Ed.). *Trudy In-ta merzlotovedeniya im. V.A. Obrucheve*. 1953. T. XIII. 180 p. (in Russ.)
 28. Obermeier S.F., Olson S.M., Green R.A. Field occurrences of liquefaction-induced features: a primer for engineering geologic analysis of paleoseismic shaking. *Engineering Geology*. 2005. Vol. 76. P. 209–234.
 29. Rodionov A.I., Nikolaeva S.B., and Ryazantsev P.A. *Otsenka vozmozhnostei georadiolokatsii pri izuchenii seismogennykh narushenii i deformatsii v donnykh osadkakh (na primere ozera Upolokshskoe, severo-vostok Fennoskandinavskogo shchita)*. (Evaluation of GPR capabilities in the study of seismogenic faulting and deformation in the bottom sediments of Lake Upoloksha (northeast of the Fennoscandian Shield)). *Geodynamics & Tectonophysics*. 2018. Vol. 9. No. 4. P. 1189–1203. (in Russ.)
 30. Evzerov V.Ya. and Nikolaeva S.B. *Poyasa kraevykh lednikovyykh obrazovaniy Kol'skogo regiona*. (Belts of regional glacial formations of the Kola region). *Geomorfologiya (Geomorphology RAS)*. 2000. No. 1. P. 61–73. (in Russ.)
 31. Tolstobrova A.N., Tolstobrov D.S., Kol'ka V.V., and Korsakova O.P. *Istoriya razvitiya ozera Osinovoe (Kol'skii region) v pozdne- i poslednikovoe vremya po materialam diatomovogo analiza donnykh otlozhenii*. (The history of the development of Osinovoe Lake

- (Kola Region) in the late and post-glacial times based on diatom analysis of bottom sediments). *Trudy Karelskogo nauchnogo tsentra RAN*. 2016. No. 5. P. 106–116. (in Russ.)
32. Nikolaeva S.B., Lavrova N.B., Tolstobrov D.S., and Denisov D.B. *Rekonstruktsiya paleogeograficheskikh obstanovok golotsena v raione ozera Imandra (Kol'skii region): rezul'taty paleolimnologicheskikh issledovaniy*. (Reconstructions of paleogeographic conditions of Holocene in the lake Imandra area (Kola region): results of paleolimnological researches). *Trudy Karelskogo nauchnogo tsentra RAN*. 2015. No. 5. P. 34–47. (in Russ.)
33. Lebedeva R.M., Kagan L.Ia., and Ivanova L.V. *Biostratigraficheskie issledovaniya golotsena Kol'skogo poluostrova*. (Biostratigraphic studies of the Holocene of the Kola Peninsula. *Priroda i khoziaistvo Severa*. 1987. Vyp. 15. P. 8–11. (in Russ.)
34. Armand A.D., Lebedeva R.M., and Cheremisinova E.A. O pozdnelednikovyh morskikh otlozheniyah v raione ozera Imandra. (About Late Glacial marine deposits in the area of Lake Imandra). *Chetvertichnye otlozheniya i gruntovye vody Kol'skogo poluostrova*. M.–L.: Nauka (Publ.), 1964. P. 43–55. (in Russ.)
35. Sims J.D. Determining earthquake recurrence intervals from deformational structures in young lacustrine sediments. *Tectonophysics*. 1975. Vol. 29. P. 141–152.

УДК 551.4 (1/9) (470.31)

РЕГИОНАЛЬНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ ДРЕВНЕЛЕДНИКОВОЙ ОБЛАСТИ В ЦЕНТРЕ РУССКОЙ РАВНИНЫ

© 2021 г. Н. Г. Судакова^{1,*}, С. И. Антонов^{1,**}

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

*E-mail: ng.sudakova@mail.ru

**E-mail: ser11131134@yandex.ru

Поступила в редакцию 29.06.2020 г.

После доработки 24.07.2020 г.

Принята к публикации 06.10.2020 г.

Обобщение материалов комплексного палеогеографического исследования в древнеледниковой области Русской равнины направлено на установление региональных особенностей геоморфологического строения и закономерностей пространственной изменчивости показателей. В этих целях проведено геолого-геоморфологическое районирование территории на основе системного подхода и под контролем палеогеографической экспертизы. На составленной карте выделены территориальные подразделения: на фоне разновозрастных палеогеографических зон выделены 4 геологические провинции и 14 геолого-геоморфологических областей по признакам геоморфологической и фациально-генетической принадлежности, а также степени их преобразования экзогенными рельефообразующими процессами. Получены комплексные характеристики их строения и состава. Особое внимание уделено изучению ледникового рельефа, играющего на данной территории важную роль в палеогеографических реконструкциях. Уточнены границы московского и калининского ледниковых покровов и их стадий. К северу от максимальной границы московского оледенения прослежены стадияльные гряды (Суходревская, Боровская и Можайская). На равнине Тверского Поволжья показаны выраженные в рельефе стадияльные краевые гряды калининского оледенения – Тверская, Лихославльская, Бежецкая. Таким образом, установлены региональные особенности строения и состава морфолитогенной основы ландшафтов. Подтверждены закономерности ее формирования. Геолого-геоморфологическая наследственность выражается в различии ведущих рельефообразующих процессов. Палеогеографическая обусловленность геоморфологических характеристик проявляется в разновозрастных зонах московского и калининского оледенений. Последнюю из них характеризуют аккумулятивные гряды с повышенной мощностью ледниковых отложений. Изучение региональных особенностей геоморфологического строения древнеледниковой области вносит существенный вклад в реконструкцию ледниковой ритмики плейстоцена. Результаты комплексного геолого-геоморфологического районирования облегчают региональную адресную оценку состояния геоэкологической устойчивости геосистем и делают ее более обоснованной.

Ключевые слова: геоморфологическое строение, палеогеографические реконструкции, комплексное районирование, региональные особенности

DOI: 10.31857/S0435428121010120

ВВЕДЕНИЕ

Геоморфологическое строение древнеледниковой области отличается региональной изменчивостью, благодаря совместному воздействию различных факторов рельефообразования (провинциально-геологических, зонально-географических, палеогеографических). Палеогеографическая обусловленность и геологическая наследственность рельефообразования создают в регионах своеобразную обстановку литоморфогенеза, требующую системного подхода и комплексного исследования [1]. В этих целях продуктивно геоморфологическое картографирование

[2, 3] и особенно актуально районирование для установления региональных особенностей геосистем [4–8].

Являясь морфолитогенной основой ландшафта, региональные геоморфологические комплексы востребованы также при дифференциации ландшафтов. Геоморфологическое строение необходимо учитывать и при интегральной оценке состояния геоэкологической устойчивости морфолитосистем [9–11].

Приоритетная задача данного исследования – установление особенностей и закономерностей пространственной изменчивости геоморфологи-

ческого строения и формирования региональных особенностей литоморфогенеза. В этих целях выполнено геолого-геоморфологическое районирование центра Русской равнины и на его основе проведен региональный анализ взаимодействующих рельефообразующих факторов (провинциально-геологических и зонально-географических); особое внимание уделено анализу ледникового рельефообразования, играющего важную роль в формировании геоморфологического облика данной территории.

В основу обобщений положены материалы многолетних комплексных палеогеографических исследований с участием авторов [6, 8, 9, 12, 13].

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЯ

Решение этих важных задач основывается на системном подходе и совместном анализе всей совокупности тесно связанных факторов морфолитогеоза и осуществляется с помощью предлагаемого варианта геолого-геоморфологического районирования на примере Центрального региона Русской равнины.

Основы методики геоморфологического районирования заложены в середине прошлого века работами, проведенными в значительной мере сотрудниками кафедры геоморфологии Московского университета [2, 4–6 и др.]. В этих трудах были установлены главные геологические и геоморфологические факторы, определяющие развитие комплексов форм рельефа разного масштаба. Так, морфология самых крупных объектов – геоморфологических зон, провинций зависит, главным образом, от геологических факторов, тогда как образования меньших размеров (геоморфологические области, районы) развиваются под влиянием преимущественно экзогенных процессов.

Руководящим принципом проведения геолого-геоморфологического районирования служит системный комплексный подход к выявлению особенностей и территориальной изменчивости показателей строения и состава геоморфологических структур в выделенных областях.

На начальном этапе геолого-геоморфологического районирования использовалась серия вспомогательных карт (геологической, неотектонической, карт четвертичных отложений и их мощностей, экзогенных процессов и др.). Содержание указанных карт представляет собой базу данных для составления таблицы-легенды карты геолого-геоморфологического районирования (табл. 1).

В отличие от карт геоморфологического районирования наших предшественников [2, 4–6 и др.], выполнявшихся преимущественно в мелком масштабе и использовавших ограниченный набор показателей, в данной работе более подробно и комплексно анализируются геолого-геоморфо-

логические характеристики и факторы морфолитогеоза. Так, весьма информативен для геоморфологического районирования учет и анализ ведущих современных рельефообразующих процессов. Используются аэрокосмическая информация и цифровые модели рельефа, позволившие, в частности, уточнить положение краевых ледниковых форм, а на их основе и стадийные границы московского и калининского ледниковых покровов. Рационализация методики позволила провести в центре Русской равнины комплексное геолого-геоморфологическое районирование и установить закономерности пространственной изменчивости показателей морфолитогеоза.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

В древнеледниковой области Русской равнины геолого-геоморфологическое районирование значительно облегчает выявление местных региональных особенностей геоморфологического строения, проводимое с учетом унаследованных признаков. Руководствуясь рациональной методикой районирования геосистем, на составленной карте и в легенде выделяются геолого-геоморфологические провинции и области (рис. 1, табл. 1). На базе районирования выявлены региональные особенности и закономерности пространственной изменчивости показателей геоморфологического строения.

Формирование современного рельефа рассматриваемой территории происходило под влиянием процессов мощной ледниковой аккумуляции (в эпохи оледенений), а также речной эрозии и склоновой денудации (во время межледниковий). Максимальная граница московского оледенения (близкая к его геоморфологической границе) разделяет области хорошо выраженного ледникового рельефа и зоны преобладания эрозионно-денудационных форм.

Осташковский (валдайский) регион (область 1) с длительностью послеледникового преобразования в 11–15 тыс. лет имеет ярко выраженный ледниковый рельеф с большим количеством озер; мощность покровно-склоновых образований невелика. Области (5–7), испытавшие калининское оледенение (этап развития после ухода ледника длится 30–50 тыс. лет), отличаются измененным ледниковым рельефом, заметно меньшим количеством озер и увеличенной мощностью покровно-склоновой толщи. Территории, входящие в зону московского оледенения (области 2–4, 9–12), которые ледник покинул более 120–170 тыс. лет, характеризуются сглаженным ледниковым рельефом, отсутствием ледниковых озер и развитым чехлом покровно-склоновых осадков. В более южных областях (13, 14), развивавшихся во внеледниковом режиме более 200 тыс. лет, формы ледникового рельефа практически отсутству-

Таблица 1. Легенда к карте геолого-геоморфологического районирования центрального региона Русской равнины

Единицы районирования		Факторы формирования морфолитосистем						геоморфологические	
провинция	область	коренное основание		четвертичный покров		генезис, морфология, абс. отметки поверхности, м	ведущие экзогенные процессы	эрозионное расчленение	
		геологический индекс	абс. отметки кровли, м	геологический индекс	мощность, м			глубина, м	густота, км/км ²
I. Карбоновое плато	1. Вепсовско-Валдайская	C ₁ , C ₂ , C ₃	50–200	L, lg, g III	35–80	Водноледниковая равнина и озерная низина с моренными краевыми грядами, 120–250	К, Б, С	75–120	0.1–0.5
	2. Вяземско-Смоленская	C ₁ , C ₂ , J ₃ , K ₂	100–260	Pr + g II	50–100	Ледниково-эрозионная, грядово-холмистая возвышенность, 150–300	С, О	50–75	1–1.5
	3. Угринское понижение	C ₁ , C ₂ , J ₃	100–200	Pr + g II, f	20–50	Моренно-зандровая равнина, 150–200	О, С (Д), Оп	50–80	0.5–1.5
II. Московско-мезозойско-равнинная	4. Спас-Деменская	C ₁ , K ₁ , K ₂	150–250	Pr + g II	20–70	Ледниковая холмистогрядовая равнина, 150–270	О, К	60–90	1–1.7
	5. Бежецкий верх	P ₂ , T ₁ , C ₂	50–150	g II	10–70	Возвышенная ледниковая холмистая равнина, 150–250	С, Б	20–60	0.02–0.1
	6. Верхневолжская	J ₃ , P, T ₁ C ₃	50–150	L, a, f, lg III	20–80	Алловиально-озерноледниковая низина, 100–150	Б, С, Оп	25–30	0.02–0.5
	7. Заволжская	T ₁ , P ₂	50–140	Pr + g II	30–100	Ледниковая равнина с грядами и холмами, 125–220	Б, С	70–100	0.5–1.3

Таблица 1. Продолжение

Единицы районирования		Факторы формирования морфолитосистем				геоморфологические			
провинция	область	геологические		четвертичный покров		генезис, морфология, абс. отметки поверхности, м	ведущие экзогенные процессы	эрозионное расчленение	
		коренное основание	геологический индекс	геологический индекс	мощность, м			глубина, м	густота, км/км ²
II.М	8. Борисоглебско-Ивановская	К ₁ , J ₃ , T ₁ , P ₂	50–140	Pt +g II L, a, fII-III	60–100	Холмистые ледниковые равнины водноледниковые и озерные низины, 90–290	С, Оп, Б	20–50	0.5–0.7
	9. Истринско-Волоколамская	К ₁ , J ₃ , C ₂	90–190	Pt +g II	10–60	Ледниковая денудационная возвышенность, 180–260	О, Оп, С	80–110	0.5–1.3
	10. Клинско-Дмитровская	К ₁ , J ₃ , C ₃	80–230	Pt +g II	20–100	Ледниковая денудационная возвышенность, 200–290	О, Оп, С	70–125	0.7–1.5
	11. Москово-репко-Окская	J ₃ , K ₁ , C ₂	100–200	Pt, g, Ig II	10–25	Моренно-эрозионная и озерно-ледниковая равнина, 175–200	К, Оп, О	20–50	0.5–0.7
III.С	12. Мещерская	J ₃ , K ₁ , N, C ₂	50–150	A, f, I II-III b	10–40	Озерно-аллювиально-зандровая низина, 100–150	Б, К	30–50	0.1–0.5
	13. Калужско-Чекалинская	C ₁ , C ₂ , J ₃ , K ₁	160–220	Pt II-III (до 5 м)	15–20	Эрозионно-холмистовувалистая равнина, 170–250	К, Оп, О	100–125	0.5–1.8
IV.Ок-Дон	14. Тамбовская	N ₂ , K ₁ , J ₃	120–160	Pt I-III (2-10 м)	15–20	Моренно-зандровая равнина, 130–200	С (Д), О, Бал.	30–60	1–1.2

Примечание. II.М – Московская мезозойская равнина, III.С – Среднерусская возвышенность на палеозойско-мезозойском основании; IV.Ок-Дон – Окско-Донская неогеновая равнина. Экзогенные процессы: К – карст, О – овражная эрозия, С – склоновые процессы, С (Д) – склоновые процессы с преобладанием делювиального смыва, Оп – оползни, Б – заболачивание (торфообразование), Бал – комплексе балочных процессов.

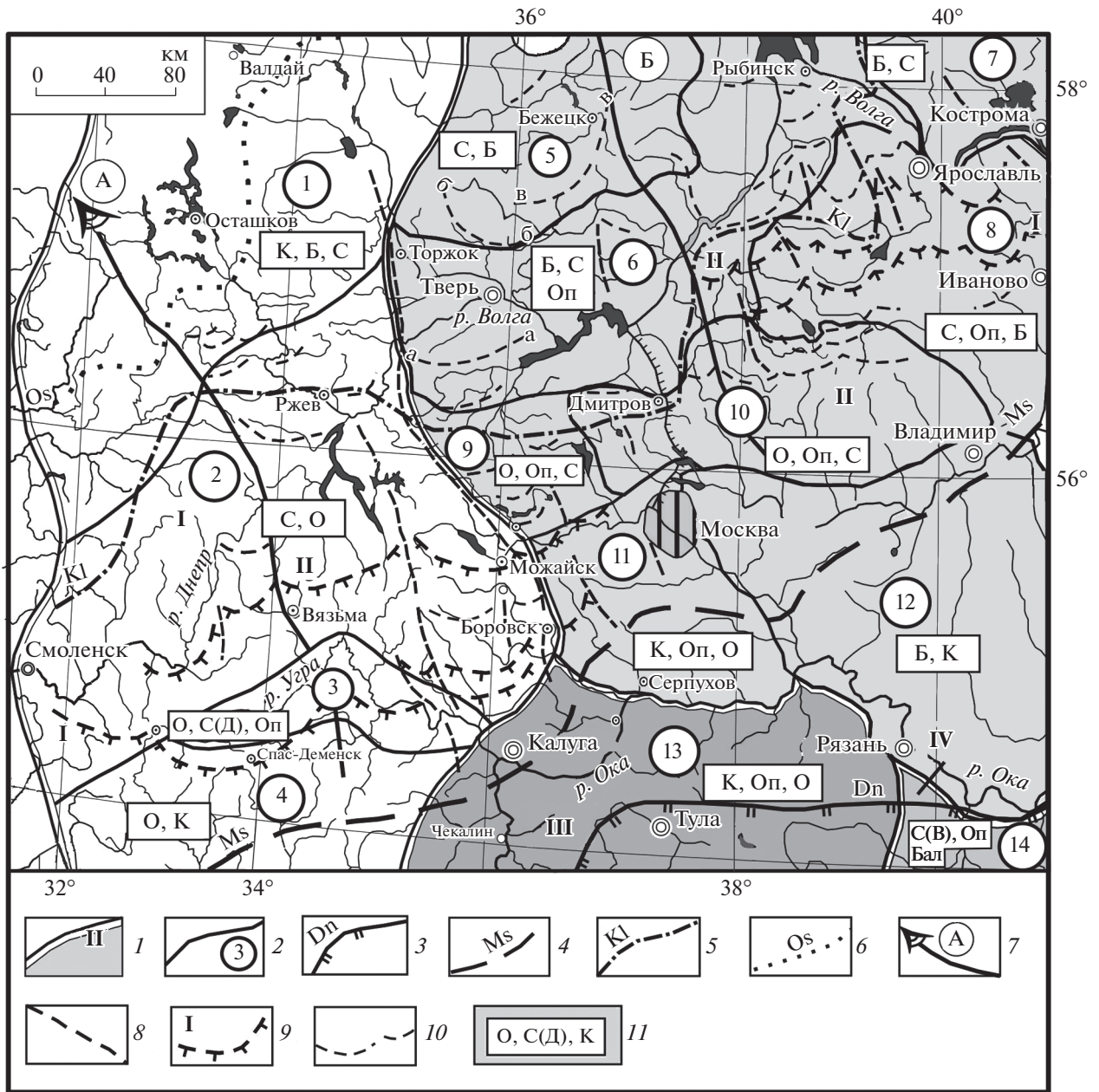


Рис. 1. Карта-схема геолого-геоморфологического районирования центральной части Русской равнины (сост. С.И. Антонов).

Границы: 1 – геолого-геоморфологических провинций, 2 – областей; *границы оледенений:* 3 – днепровского, 4 – московского, 5 – калининского, 6 – осташковского; 7 – зоны ледоразделов Ладожского и Онежского ледниковых потоков (А – Оленино–Вяземская, Б – Бежецко–Загорская); 8 – ледоразделы ледниковых лопастей и языков; 9 – краевые зоны московского оледенения стадийного ранга в секторах: *Ладожском* (I – Боровско–Спас-Деминская, II – Вяземско–Можайская) и *Онежском* (I – Петровская, II – Борисоглебско–Ярославская); 10 – фрагменты краевых зон калининского оледенения стадийного ранга (а – Тверская, б – Лихославльская, в – Бежецкая); 11 – ведущие экзогенные процессы в пределах геоморфологических областей (см. табл. 1).

ют, а рельеф междуречий почти неотличим от прилегающих с юга типичных эрозионных равнин. Мощности покровно-склоновых отложений здесь достигают 3–5 м и более. Широкая встречаемость балочного рельефа указывает на длительность развития малых эрозионных форм этих территорий. Высокая степень эрозионного расчле-

нения в областях распространения глинистых толщ юрского возраста – один из важных факторов развития здесь оползневых процессов, особенно на склонах долин.

Из анализа таблицы и карты следует, что в результате сложного взаимодействия различных системообразующих факторов морфолитогенеза в

выделенных территориальных подразделениях (в провинциях и 14 областях) особенности геоморфологического строения зависят от специфики окружающей обстановки, а именно от конкретного сочетания морфолитоструктур коренного основания, мощности четвертичных отложений, степени эрозионного расчленения, активности различных экзогенных процессов. Территориальные сопоставления выявили тенденции пространственной изменчивости показателей геолого-геоморфологического строения отдельных ареалов. Так, например, густота и глубина эрозионного расчленения, как правило, возрастают на возвышенностях — 2, 4, 10, 13 (таблица, карта). В то же время минимальное эрозионное расчленение рельефа характеризует низменные равнинные участки и низины (области 1, 3, 5, 6, 8, 11, 12). При этом мощность четвертичного покрова на возвышенностях увеличена. Ведущие экзогенные процессы (склоновые, овражная эрозия) также более активны на возвышенностях. В целом выделяющиеся по комплексу показателей геоморфологические области подчиняются провинциально-геологическим закономерностям морфолитогенеза.

Рассматриваемая территория относится к древнеледниковой области, поэтому здесь особое внимание следует уделить ледниковому рельефу, обладающему ценной палеогеоморфологической информацией о ледниковой ритмике плейстоцена. Несмотря на длительное изучение ледниковой проблемы, до сих пор нет единого мнения относительно ранга, возраста и границ распространения разновозрастных оледенений, а также структуры их краевых зон.

В результате комплексных палеогеографических исследований авторами уточнен ряд вопросов, касающихся возраста и распространения днепровского, московского и калининского оледенения в центре Русской равнины [9, 12–14]. Используются биостратиграфические и геоморфологические подтверждения самостоятельности днепровского (МИС 8) и московского (МИС 6), а также масштабности калининского (МИС 4) оледенений.

В Верхнем Поволжье наиболее дискуссионна позиция калининской морены. Нами выявлено ее наличие в представительных опорных разрезах: Ярославского Поволжья (Долгополка, Черменино), в Дмитровских разрезах Северного Подмосковья: (Дачное, Борисова Гора, Спас-Каменский), в карьерах кирпичного завода, у мясокомбината. Позднеплейстоценовая калининская морена (до 3 м мощности) с датировкой 88 тыс. л. н. залегает на микულიнских отложениях, имеющих палеоботаническое и геохронологическое обоснование. Морену перекрывают лессовидные суглинки с датировками 24 и 42 тыс. л. н. [13].

Реконструирована радиально-маргинальная структура покровных оледенений [13 и др.]. Вы-

деленные Ладожский и Онежский ледниковые потоки обрамлены конечно-моренными грядами с широким распространением напорных морен, гляциодислокаций и отторженцев. В краевых ледниковых образованиях наблюдаются площадная изменчивость геоморфологического строения и фациально-генетическое разнообразие слагающих отложений. Поскольку разновозрастные краевые зоны отражают динамику ледниковых покровов во времени, их изучение дает необходимую информацию о ледниковой ритмике и возрасте палеогеографических событий.

Реконструкция краевых зон московского и калининского оледенений в центральном округе была проведена с использованием аэрокосмической информации на основе цифровых моделей рельефа. На составленных картах [14–19] отражена инфраструктура краевых ледниковых зон. Нами внесены коррективы в вопросы их возрастного расчленения. Уточнены границы московского и калининского ледниковых покровов и их стадий (рис. 1). Так, например, к северу от максимальной границы московского оледенения прослеживаются стадияльные гряды (Суходревская, Боровская и Можайская). На равнине Тверского Поволжья наблюдаются четко выраженные в рельефе стадияльные краевые гряды калининского оледенения — Тверская, Лихославльская, Бежецкая [16, 19–21]. На картах Клинско-Дмитровской гряды [13, 22] и Ярославского Поволжья [18] также отражена маргинальная структура разновозрастных краевых гряд.

При палеогеографической интерпретации геоморфологических структур мы опирались на полученные нами ранее результаты детальных стратиграфических исследований и установленные диагностические критерии разновозрастных горизонтов [9, 13, 15, 18 и др.]. Изученные представительные опорные разрезы и репрезентативный аналитический материал позволяют надежно различать и коррелировать маркирующие горизонты днепровской, московской и калининской морен с контрастной минералогической характеристикой и геохронологическими данными.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В итоге обобщения материалов комплексного палеогеографического исследования и изучения региональных особенностей геоморфологического строения данной территории получены следующие основные результаты.

1. По разработанной методике реализовано новое направление геолого-геоморфологического районирования на основе системного комплексного подхода. На составленной карте центрального региона России в пределах четырех геологических провинций выделены 14 областей с индивидуальными характеристиками геомор-

фологического строения морфолитосистем (табл. 1, рис. 1).

2. Сравнительная региональная характеристика геолого-геоморфологического строения территории (табл. 1) позволяет установить закономерности пространственной изменчивости показателей с учетом палеогеографической обусловленности морфолитогеоза и провинциально-геологической наследственности. Выделенные области наследуют черты рельефа коренного основания и четвертичного покрова. В разновозрастных палеогеографических зонах покровных оледенений четко проявляется палеогеографическая обусловленность морфолитогеоза, влияющая, в частности, на мощность слагающих отложений и степень эрозионного расчленения рельефа.

3. Важными достижениями многолетних исследований [14–17] являются установление и картирование разновозрастных краевых зон, а также уточнение и обоснование границ распространения московского и калининского ледниковых покровов, что имеет важное палеогеографическое и стратиграфическое значение.

Таким образом, развитие нового направления геолого-геоморфологического районирования на основе детального изучения строения древнеледниковой области вносит существенный вклад в реконструкцию ледниковой ритмики плейстоцена. Результаты комплексного геолого-геоморфологического районирования под контролем палеогеографической экспертизы существенно облегчают выявление особенностей морфолитогеоза в выделенных областях, а также адресную оценку состояния геоэкологической устойчивости геосистем, имеющей актуальное значение для рационального природопользования.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы благодарят коллектив исследователей по совместной работе по теме госзадания АААА-А16-11632810089-5, а также темы НИР АААА-А16-116032810080-2, подтема 1.3.2. географического факультета МГУ.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Симонов Ю.Г., Конищев В.Н., Лукашов А.А., Мысливец В.И., Никифоров Л.Г., Рычагов Г.И.* Учение о морфолитогеозе и его место в географической науке. Исторические аспекты // *Вестн. Моск. ун-та. Сер. 5. География.* 1998. № 4. С. 41–54.
2. *Спиридонов А.И.* Геоморфологическое картографирование М.: Недра, 1974. 184 с.
3. *Бронгулеев В.Вад., Благоволин Н.С., Денисова Т.Б., Курбатова Л.С., Левашенко Д.В., Макаренко А.Г., Маккавеев А.Н., Некрасова Л.А.* Некоторые особенности современной экзогеодинамики Русской равнины и вопросы ее картографирования // *Геоморфология.* 1997. № 3. С. 42–50.
4. *Ананьев Г.С., Андреева Т.С., Варущенко С.И., Воскресенский С.С., Леонтьев О.К., Лукьянова С.А., Спасская И.И., Спиридонов А.И., Ульянова Н.С.* Геоморфологическое районирование СССР и прилегающих морей. М.: Высш. шк., 1980. 343 с.
5. *Спиридонов А.И.* Геоморфологическое районирование Нечерноземного центра Русской равнины // *Землеведение. Новая серия. Т. VI.* М.: Изд-во МГУ, 1963. С. 91–119.
6. *Спиридонов А.И., Введенская А.И., Немцова Г.М., Судакова Н.Г.* Комплексное палеогеографическое и геоморфологическое районирование Московской области // *Геоморфология.* 1994. № 3. С. 32–42.
7. *Марков К.К.* Проблемы общей физической географии и геоморфологии. Избранные труды. М.: Наука, 1986. 288 с.
8. *Судакова Н.Г., Антонов С.И., Введенская А.И., Костомаха В.А.* Региональные особенности литолого-геоморфологического строения Центра Русской равнины // *Геоморфология.* 2017. № 4. С. 75–89.
9. *Судакова Н.Г., Антонов С.И., Введенская А.И., Глушанкова Н.И., Карпунин С.С., Костомаха В.А., Макарова Н.В., Немцова Г.М., Рычагов Г.И., Фаустов С.С.* Палеогеографические закономерности развития морфолитосистем Русской равнины. Районирование. Стратиграфия. Геоэкология. М.: Географический ф-т МГУ, 2013. 95 с.
10. *Судакова Н.Г., Антонов С.И., Введенская А.И., Костомаха В.А., Немцова Г.М.* Новое палеогеографическое направление в геоэкологии // *Новые и традиционные идеи в геоморфологии. V Шукшинские чтения.* М.: Изд-во МГУ, 2005. С. 522–524.
11. *Судакова Н.Г., Антонов С.И., Введенская А.И., Костомаха В.А., Немцова Г.М.* Литолого-геоморфологический анализ как основа комплексного эколого-палеогеографического районирования Русской равнины // *Геоморфология.* 2013. № 3. С. 24–35.
12. *Материалы географических исследований Сатинского учебного полигона и смежных территорий в бассейне Средней Протвы. Деп. ВИНТИ. 1977. Вып. 2. № 1124. 54 с.; 1979. Вып. 3. № 1893. 197 с.*
13. *Судакова Н.Г., Антонов С.И., Введенская А.И., Гунова В.С., Карпунин С.С., Костомаха В.А., Немцова Г.М., Рычагов Г.И., Фаустов С.С.* Реконструкция палеогеографических событий среднего неоплейстоцена Центра Русской равнины. М.: Географический ф-т МГУ, 2008. 167 с.
14. *Судакова Н.Г., Карпунин С.С., Алтынов А.Е.* Палеогеографические реконструкции ледниковых литоморфоструктур Подмоскovie // *Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода.* М.: ГЕОС, 2015. № 74. С. 76–89.
15. *Судакова Н.Г., Антонов С.И., Введенская А.И.* Структура краевых ледниковых зон в центре Восточно-Европейской равнины // *Вестн. Моск. ун-та. Сер. 5. География.* 2013. № 6. С. 55–61.
16. *Судакова Н.Г., Антонов С.И., Введенская А.И., Карпунин С.С., Алтынов А.Е.* Реконструкция радиально-маргинальной инфраструктуры краевых ледниковых зон в бассейне Верхней Волги и Оки // *Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода.* М.: ГЕОС, 2018. № 76. С. 59–70.

17. *Судакова Н.Г., Карпунин С.С., Алтынов А.Е.* Реконструкция радиально-маргинальной структуры краевых ледниковых зон Ярославского Поволжья // Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода. М.: ГЕОС, 2014. № 73. С. 87–97.
18. *Арсланов Х.А., Судакова Н.Г., Соколова Н.С.* Новые данные о возрасте, стратиграфическом положении и палеогеографических условиях осадконакопления разреза Долгополка // Доклады АН СССР. 1974. Т. 215. № 5. С. 1191–1194.
19. *Судакова Н.Г., Антонов С.И.* Гляциогоморфологические реконструкции инфраструктуры краевых зон разновозрастных оледенений в бассейне Верхней Волги и Оки // Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода. М.: ГЕОС, 2019. № 77. С. 97–109.
20. *Борисов Б.А., Минина Е.А.* Краевые образования и особенности деградации московского, калининского и осташковского ледниковых покровов на территории северо-запада России // Мат-лы междунар. конф. “Геоморфология и палеогеография полярных регионов”. СПб. 2012. С. 193–195.
21. *Заррина Е.П., Краснов И.И.* Проблема сопоставления поясов ледниковых краевых образований на северо-западе Европейской части СССР и прилегающих зарубежных территориях // Краевые образования материкового оледенения. Вильнюс: Минтис, 1965. С. 5–21.
22. *Алексеев М.Н., Габлина С.С., Гарецкий К.В., Лаврушин Ю.А., Хютт Г.И., Якименко Е.Ю.* Стратиграфия и геологические события среднего и позднего плейстоцена Подмосковья // Четвертичная геология и палеогеография России. М.: ГЕОС, 1997. С. 15–24.

Regional features of the geomorphological structure of ancient glacier region in the center of the Russian Plain

N. G. Sudakova^{a, #} and S. I. Antonov^{a, ##}

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

[#]*E-mail: ng.sudakova@mail.ru;*

^{##}*E-mail: ser11131134@yandex.ru*

A generalization of the materials of a comprehensive paleogeographic study in the ancient glacial region of the Russian Plain is aimed at establishing regional features of the geomorphological structure and patterns of spatial variability of indicators. For these purposes, geological and geomorphological zoning of the territory was carried out on the basis of a systematic approach and under the control of paleogeographic expertise. On the compiled map, the territorial divisions are highlighted: against the background of different age paleogeographic zones, 4 geological provinces and 14 geologic-geomorphological regions are distinguished. Their complex characteristics are obtained by the totality of the leading geomorphological processes. Particular attention is paid to the study of the glacial relief, which plays an important role in paleogeographic reconstructions of this area. Marginal zones infrastructure of the ice sheets of different ages has been studied in detail, which makes it possible to make more exact the maximum and stadial boundaries of the Moscow and Kalinin ice sheets.

Thus, regional features of the structure and composition of the morpholithogenic basis of landscapes are established. The laws of its formation are confirmed: geological and geomorphological heredity and paleogeographic conditionality.

The study of regional features of the geomorphological structure of the ancient glacial region makes a significant contribution to the reconstruction of the glacial rhythm of the Pleistocene. The results of integrated geologic-geomorphological zoning facilitate the regional targeted estimation of the state of geoecological stability of geosystems and make it more justified.

Keywords: paleogeographic reconstructions, complex zoning, glacial landforms, boundaries of the ice sheets

ASKNOWLEDGMENTS

The authors are grateful to the team of researchers for joint work on the state order AAAA-A16-11632810089-5, as well as the research topics AAAA-A16-116032810080-2, sub-theme 1.3.2. Faculty of Geography, Moscow State University.

REFERENCES

1. Simonov Yu.G., Konishchev V.N., Lukashov A.A., Myslivets V.I., Nikiforov L.G., and Rychagov G.I. *Uchenie o morfolitogeneze i ego mesto v geograficheskoi nauke. Istoricheskie aspekty.* (The doctrine of morpholithogenesis and its place in geographical science. Historical aspects). *Vestnik Moskovskogo universiteta. Seriya 5. Geografiya.* 1998. No. 4. P. 41–54. (in Russ.)
2. Spiridonov A. I. *Geomorfologicheskoe kartografirovaniye.* (Geomorphological mapping). М.: Nedra (Publ.), 1974. 184 s.
3. Bronguleev V.Vad., Blagovolin N.S., Denisova T.B., Kurbatova L.S., Levashenko D.V., Makarenko A.G., Makkaveev A.N., and Nekrasova L.A. *Nekotorye osobennosti sovremennoi ekzogeodinamiki Russkoi ravniny i voprosy ee kartografirovaniya.* (Special features of recent exogeodinamics on the Russian Plane and its mapping). *Geomorfologiya (Geomorphology RAS).* 1997. No. 3. P. 42–50. (in Russ.)
4. Anan'ev G.S., Andreeva T.S., Varushchenko S.I., Voskresensky S.S., Leontiev O.K., Lukyanova S.A., Spasskaya I.I., Spiridonov A.I., and Ulyanova N.S. *Geomorfologicheskoe raionirovaniye SSSR i prilgayushchikh morei.* (Geomorphological zoning of the USSR

- and adjacent seas). M.: Vysshaya shkola (Publ.), 1980. 343 p. (in Russ.)
5. Spiridonov A.I. *Geomorfologicheskoe raionirovanie Nechernozemnogo tsentra Russkoi ravniny*. (Geomorphological zoning of the Non-chernozem center of the Russian Plain). *Zemlevedenie. Novaya seriya*. M.: Izdvo MGU (Publ.), 1963. Vol. VI. P. 91–119. (in Russ.)
 6. Spiridonov A.I., Vvedenskaya A.I., Nemtsova G.M., and Sudakova N.G. *Kompleksnoe paleogeograficheskoe i geomorfologicheskoe raionirovanie Moskovskoi oblasti*. (Integrated paleogeographic and geomorphological zoning of the Moscow region). *Geomorfologiya (Geomorphology RAS)*. 1994. No. 3. P. 32–42. (in Russ.)
 7. Markov K.K. *Izbrannye trudy. Problemy obshchei fizicheskoi geografii i geomorfologii*. (Selected Works. Problems of general physical geography and geomorphology). M.: Nauka (Publ.), 1986. 288 p. (in Russ.)
 8. Sudakova N.G., Antonov S.I., Vvedenskaya A.I., and Kostomakha V.A. *Regional'nye osobennosti litologo-geomorfologicheskogo stroeniya Tsentra Russkoi ravniny*. (Regional features of the lithological and geomorphological structure of the Center of the Russian Plain). *Geomorfologiya (Geomorphology RAS)*. 2017. No. 4. P. 75–89. (in Russ.)
 9. Sudakova N.G., Antonov S.I., Vvedenskaya A.I., Glushankova N.I., Karpukhin S.S., Kostomakha V.A., Makarova N.V., Nemtsova G.M., Rychagov G.I., and Faustov S.S. *Paleogeograficheskie zakonomernosti razvitiya morfolitosistem Russkoi ravniny. Raionirovanie. Stratigrafiya. Geoekologiya*. (Paleogeographic patterns of development of morpholithosystems of the Russian Plain. Zoning. Stratigraphy. Geoecology). M.: Geograficheskii facultet MGU (Publ.), 2013. 95 p. (in Russ.)
 10. Sudakova N.G., Antonov S.I., Vvedenskaya A.I., Kostomakha V.A., and Nemtsova G.M. *Novoe paleogeograficheskoe napravlenie v geoekologii*. (New paleogeographic direction in geoecology). *Novye i traditsionnye idei v geomorfologii. V Shhukinskiye chteniya* (New and traditional ideas in geomorphology. V Shhukin readings – Transactions.). M.: MGU (Publ.), 2005. P. 522–524. (in Russ.)
 11. Sudakova N.G., Antonov S.I., Vvedenskaya A.I., Kostomakha V.A., and Nemtsova G.M. *Litologo-geomorfologicheskii analiz kak osnova kompleksnogo ekologo-paleogeograficheskogo raionirovaniya Russkoi ravniny*. (Lithological and geomorphological analysis as the basis for integrated ecological and paleogeographic zoning of the Russian Plain). *Geomorfologiya (Geomorphology RAS)*. 2013. No. 3. P. 24–35. (in Russ.)
 12. *Materialy geograficheskikh issledovaniy Satinskogo uchebnogo poligona i smezhnykh territorii v basseine Srednei Protvy*. (Materials of geographical studies of the Satinsky training ground and adjacent territories in the basin of the Middle Protva). Dep. VINITI. 1977. Vyp. 2. No. 1124. 54 p.; 1979. Vyp. 3. No. 1893. 197 p. (in Russ.)
 13. Sudakova N.G., Antonov S.I., Vvedenskaya A.I., Gunova V.S., Karpukhin S.S., Kostomakha V.A., Nemtsova G.M., Rychagov G.I., and Faustov S.S. *Rekonstruktsiya paleogeograficheskikh sobytii srednego neopleistotsena Tsentra Russkoi ravniny*. (Reconstruction of paleogeographic events of the Middle Neopleistocene of the Center of the Russian Plain). M.: Geograficheskii facultet MGU (Publ.), 2008. 167 p. (in Russ.)
 14. Sudakova N.G., Karpukhin S.S., and Altynov A.E. *Paleogeograficheskie rekonstruktsii lednikovyykh litomorfostruktur Podmoskov'ya*. (Paleogeographic reconstructions of glacial lithomorphostructures of the Moscow Region). *Byul. Komis. po izuch. chetvert. perioda*. M.: GEOS (Publ.), 2015. No. 74. P. 76–89. (in Russ.)
 15. Sudakova N.G., Antonov S.I., and Vvedenskaya A.I. *Struktura kraevykh lednikovyykh zon v tsentre Vostochno-Evropeiskoi ravniny*. (The structure of the regional glacial zones in the center of the East European Plain). *Vestnik Moskovskogo universiteta. Seriya 5. Geografiya*. 2013. No. 6. P. 55–61. (in Russ.)
 16. Sudakova N.G., Antonov S.I., Vvedenskaya A.I., Karpukhin S.S., and Altynov A.E. *Rekonstruktsiya radial'no-marginal'noi infrastruktury kraevykh lednikovyykh zon v basseine Verkhnei Volgi i Oki*. (Reconstruction of the radial-marginal infrastructure of the regional glacial zones in the basin of the Upper Volga and Oka). *Byul. Komis. po izuch. chetvert. perioda*. M.: GEOS (Publ.), 2018. No. 76. P. 59–70. (in Russ.)
 17. Sudakova N.G., Karpukhin S.S., and Altynov A.E. *Rekonstruktsiya radial'no-marginal'noi struktury kraevykh lednikovyykh zon Yaroslavskogo Povolzh'ya*. (Reconstruction of the radial-marginal structure of the regional glacial zones of the Yaroslavl Volga Region). *Byul. Komis. po izuch. chetvert. perioda*. M.: GEOS (Publ.), 2014. No. 73. P. 87–97. (in Russ.)
 18. Arslanov Kh.A., Sudakova N.G., and Sokolova N.S. *Novye dannye o vozraste, stratigraficheskom polozhenii i paleogeograficheskikh usloviyakh osadkonakopleniya razreza Dolgopolka*. (New data on the age, stratigraphic position and paleogeographic conditions of sedimentation of the Dolgopolka section). *Doklady AN SSSR*. 1974. Vol. 215. No. 5. P. 1191–1194. (in Russ.)
 19. Sudakova N.G. and Antonov S.I. *Glyatsiogeomorfologicheskii rekonstruktsii infrastruktury kraevykh zon raznovozrastnykh oledeneniya v basseine Verkhnei Volgi i Oki*. (Glaciogeomorphological reconstructions of the infrastructure of the marginal zones of different age glaciations in the basin of the Upper Volga and Oka). *Byul. Komis. po izuch. chetvert. Perioda*. M.: GEOS (Publ.), 2019. No. 77. P. 97–109. (in Russ.)
 20. Borisov B.A. and Minina E.A. *Kraevye obrazovaniya i osobennosti degradatsii moskovskogo, kalininskogo, i ostashkovskogo lednikovyykh pokrovov na territorii severo-zapada Rossii*. (Regional formations and features of degradation of the Moscow, Kalinin, and Ostashkov ice sheets in the north-west of Russia). *Materialy mezhdunarodnoi konferentsii "Geomorfologiya i paleogeografiya polyarnykh regionov"* (Materials of the international conference "Geomorphology and paleogeography of the polar regions"). SPb. 2012. P. 193–195. (in Russ.)
 21. Zarrina E.P. and Krasnov I.I. *Problema sopostavleniya poyasov lednikovyykh kraevykh obrazovaniy na severo-zapade Evropeiskoi chasti SSSR i prilgayushchikh zarubezhnykh territoriyakh*. (The problem of comparing belts of glacial marginal formations in the northwest of the European part of the USSR and adjacent foreign territories). *Kraevye obrazovaniya materikovogo oledeneniya*. Vil'nyus: Mintis (Publ.), 1965. P. 5–21. (in Russ.)
 22. Alekseev M.N., Gablina S.S., Gareckii K.V., Lavrushin Yu.A., Hyutt G.I., and Yakimenko E.Yu. *Stratigrafiya i geologicheskie sobytiya srednego i pozdnego pleistotsena Podmoskov'ya*. (Stratigraphy and geological events of the Middle and Late Pleistocene of the Moscow region). *Chetvertichnaya geologiya i paleogeografiya Rossii*. M.: GEOS (Publ.), 1997. P. 15–24. (in Russ.)

УДК 551.435.1 (571.651)

СТРУКТУРА СКЛОНОВОЙ ЛОЖБИННОЙ СЕТИ КРИОЛИТОЗОНЫ В ОКРЕСТНОСТЯХ г. АНАДЫРЯ

© 2021 г. А. М. Тарбеева^{1,*}, О. Д. Трегубов², Л. С. Лебедева³

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

²Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт им. Н.А. Шило ДВО РАН, Магадан, Россия

³Институт мерзлотоведения им. П.И. Мельникова СО РАН, Якутск, Россия

*E-mail: amtarbeeva@yandex.ru

Поступила в редакцию 06.12.2019 г.

После доработки 28.03.2020 г.

Принята к публикации 06.10.2020 г.

Сток воды на склонах в криолитозоне проходит по сети ложбин разного строения и рисунка в плане, хорошо различимых на аэрофото- и космоснимках, но часто плохо выделяемых на местности. Исследование направлено на выявление причин различия структуры ложбинной сети, которое необходимо для понимания механизмов формирования поверхностного стока и динамики рельефа криолитозоны. В окрестностях г. Анадыря выделены три морфологических типа ложбинной сети, на участках распространения которых проведены полевые наблюдения, а по цифровой модели местности и снимкам получены морфометрические характеристики склонов, к которым они приурочены. Для каждого типа характерен свой диапазон абсолютных высот, тип рельефа, форма склона, состав отложений, распределение глубины сезонного протаивания. Установлено, что, хотя все типы ложбин используются для стока поверхностных вод, в их формировании преобладают различные процессы. Ложбины с веерной структурой образуют наиболее густую параллельную сеть с расстоянием 10–40 м друг от друга. Они характерны для вогнутых склонов междуречий крутизной 2–5° с близким залеганием коренных пород и являются результатом флювиальной моделировки неровностей, образующихся в результате неравномерного сползания склонового чехла. Переплетающиеся ложбины приурочены к склонам вулканических сопков, наиболее крутым среди рассмотренных склоновых поверхностей разного рода. В их днищах наблюдаются свежие отложения илистых наносов, и в их образовании существенную роль играют эрозионно-делювиальные процессы. Одиночные ложбины, расположенные на значительном (200–300 м) удалении друг от друга, формируются в рыхлых четвертичных отложениях с развитой сетью полигонально-жильных льдов, и в их углублении велика роль термокарста. От структуры ложбинной сети, морфологии, геологического и мерзлотного строения ложбин зависят процессы формирования поверхностного стока на водосборе, в том числе отклик водотоков на метеорологические события, а также возможная реакция рельефа на климатические изменения.

Ключевые слова: делли, ложбины стока, многолетняя мерзлота, криогенные склоновые процессы, верхние звенья гидрографической сети, сезонно-талый слой

DOI: 10.31857/S0435428121010132

ВВЕДЕНИЕ

С распространением космических и аэрофото- снимков высокого пространственного разрешения расширились возможности изучения структуры мезо- и микрорельефа, особенно на открытых незалесенных пространствах. Благодаря чему было установлено, что поверхностный сток на склонах концентрируется по сети ложбин, которые формируют специфическую структуру склоновой дренажной сети. В криолитозоне чаще всего эта ложбинная сеть имеет субпараллельный полосчатый рисунок за счет большего увлажнения пониженных участков, направленных строго вниз по склону [1, 2]. Длина склоновых ложбин

достигает первых километров, ширина от одного–двух до первых десятков метров, глубина обычно не превышает полуметра. На местности ложбинная сеть чаще всего выражена очень слабо, она плохо отображается на наземных фотографиях, и ее изучение только наземными методами крайне затруднительно. В литературе отмечается важная роль ложбинной сети в формировании стока малых рек криолитозоны. Во время снеготаяния ложбины, находящиеся в мерзлом состоянии, способствуют быстрому стоку поверхностной воды по склонам, но летом, за счет увеличенной под ними глубины сезонного протаивания, накапливают воду в подстилающих отложениях [2, 3]. В свою очередь, от возможностей задержа-

ния и накопления воды зависит термический режим подстилающих пород, а значит и возможная реакция рельефа на изменения климата, в частности, развитие по ложбинам эрозионных и термокарстовых процессов. Между тем, сведения о закономерностях строения ложбинной сети, ее характеристики, факторах и механизмах ее формирования очень скудны. В этой связи, сопоставление материалов дешифрирования склоновой дренажной сети с результатами наблюдений на местности представляются весьма актуальными. Окрестности г. Анадыря относительно хорошо доступны, отличаются разнообразием рельефа и широким распространением склоновых ложбин, поэтому благоприятны для проведения такой работы. Целью исследования было выявление факторов, влияющих на структуру склоновой ложбинной сети, их морфологических и геокриологических различий в окрестностях Анадыря.

ИЗУЧЕННОСТЬ ПРОБЛЕМЫ, ТЕРМИНЫ И ПОНЯТИЯ

Русское слово “ложбина” широко и давно используется в качестве термина в естественных науках и имеет множество значений [4]. Наиболее распространенные определения, используемые в геоморфологии, детально рассмотрены в монографии Е.А. Еременко и А.В. Панина [5]. В упомянутой работе рассмотрена ложбинная сеть флювиального происхождения за пределами современной криолитозоны, хотя отмечается, что часть описанных ложбин являются реликтами холодных эпох. Мы же остановимся на ложбинной сети современной криолитозоны, что, вероятно, поможет глубже понять механизмы формирования, в том числе реликтовой ложбинной сети. Вслед за Е.А. Еременко и А.В. Паниным [5], в нашем исследовании под ложбинами будем подразумевать линейные отрицательные формы рельефа ранга мезоформ (длиной от первых сотен метров до первых километров) с корытообразным поперечным профилем и нечеткими структурными линиями – бровками и тыловыми швами днища.

Первые исследования пологих ложбин, образующих в криолитозоне характерный полосчатый рисунок на склонах – деллей (dells), выполнены геоморфологами и были направлены на поиск причин образования этих форм рельефа. К.Л. Митт [1] связывал образование деллей северо-западной Якутии с деятельностью временных водотоков, так как находил в их днищах эрозионные борозды, заполненные илом и песком с мелким щебнем, но указывал на существенную роль криогенных процессов в подготовке материала к выносу. Е.Г. Катассова [6] придавала решающее значение термокарсту, так как в днищах описанных ей деллей отсутствовал высокольдистый горизонт, наблюдавшийся на прилегающих частях склона.

С.С. Воскресенский [7], изучая строение склоновых отложений, связывал образование деллей с неравномерным смещением склонового чехла, в первую очередь, под действием медленной солифлюкции. К. Холл [8] на основе наблюдений в Канаде предложил гипотезу о решающей роли крупных млекопитающих (овцебыков, мамонтов и других) в активизации термоэрозионных процессов по жильным льдам, которая приводит к образованию деллей.

На Аляске была проведена серия исследований, направленных на выявление роли склоновых ложбин в формировании речного стока. Здесь склоновые ложбины чаще описаны под термином “water tracks” [2, 3, 9, 10]. Сравнивая структуру речной сети и склоновых ложбин, Дж.П. Макнамара [9] пришел к выводу о том, что ложбины не подчиняются фрактальным закономерностям подобия, характерным для древовидной русловой сети и являются эрозионной сетью, развитие которой ограничено близким залеганием мерзлого водоупора. Отмечается, что в условиях деградации мерзлоты при потеплении климата может произойти углубление ложбин и развитие овражной сети.

На Аляске был проведен статистический анализ характеристик ложбин: морфометрических, растительного покрова и литологии, на основе которого выделены и верифицированы 5 классов ложбин: 1 – “mineral-flark”, 2 – “narrow”, 3 – “steep”, 4 – “organic-rich”, 5 – “wide” [10] (далее по тексту их содержание раскрывается). Авторами отмечается, что, с целью достижения объективности, проведенная классификация была именно статистической и умышленно не имела изначальной ландшафтной интерпретации. Было установлено, что решающими в различиях ложбин являются литологические и геоморфологические факторы. Первые три класса ложбин оказались приурочены к склоновым отложениям, четвертый класс – к отложениям с большой мощностью торфа (более 0.5 м) и полигонально-жильными льдами, а пятый – к аллювиальным и флювиогляциальным отложениям. Из трех классов, приуроченных к склоновым отложениям, первый (“mineral-flark”) отличается наличием грядово-мочажинного микрорельефа, прослоями глины и гравия. Ложбины второго класса (“narrow”) узкие, сильно увлажнены, но грядово-мочажинный нанорельеф в них отсутствует. Ложбины третьего класса формируются на наиболее крутых на рассматриваемом участке [10] склонах (до 8°) и отличаются по характеру растительного покрова. Выделенные классы имеют значительные перекрытия в характеристиках и могут сменять друг друга по протяжению ложбины сверху вниз. В этой классификации взаиморасположение и плановый рисунок ложбин не учитывались, хотя по приведенным рисункам видно, что второй класс

(“narrow”) характеризуется четко выраженной густой параллельной полосчатостью, тогда как ложбины первого и третьего класса ветвятся и сливаются между собой, в ложбинах третьего класса наблюдаются эрозионные врезы. Классификация ложбин Аляски показала разнообразие их физических свойств (мощности мха, растительности, уклонов, литологии), которые сказываются на особенностях стока воды. Однако выделенные подобным образом классы ложбин не показали географической разобщенности выделенных типов ложбин, что затрудняет понимание механизмов их образования и выявление закономерностей пространственного распространения. Наша работа направлена на выявление географических закономерностей, определяющих морфологию ложбин в криолитозоне.

ПРИРОДНЫЕ УСЛОВИЯ И ОБЪЕКТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

За исключением упомянутых выше работ середины прошлого века, а также недавних работ авторов в северо-западной Якутии [11], криолитозона России не исследована в отношении распространения и гидрологических функций ложбинной сети. В июне–июле 2019 г. исследования склоновой ложбинной сети были проведены в 13–18 км к югу и юго-западу от г. Анадыря (Чукотка). Территория располагается в краевой части Анадырской низменности, в подзоне южной кустарниковой тундры, многолетняя мерзлота здесь сплошная, мощностью 100–150 м. Полевые наблюдения проводились в бассейне р. Угольная-Дионисия (ключевые участки “Базовый” и “Ягодный”), а также на небольших водосборах ручьев на склоне сопки Останцовой, непосредственно впадающих в Анадырский лиман (участок “Останцовая”) (рис. 1).

Рельеф территории представлен расчлененной пологоувалистой аккумулятивной равниной с преобладающими абсолютными отметками 40–100 м, над которой возвышаются небольшие сопки – Круглая, Останцовая, Михаила, Каменная – с высотами 160–200 м, максимальная отметка – 577 м (гора Дионисия), представляющие собой небольшие вулканические структуры (рис. 1). Территория сложена осадочными, вулканогенными и вулканогенно-осадочными образованиями мелового, палеогенового и неогенового возраста, перекрытыми четвертичными отложениями разной мощности, а иногда бронирующими вершинные поверхности междуречий на отметках 100–200 м [12]. На отметках до 40–50 м в юго-западной части территории развиты ледниковые и водно-ледниковые среднеплейстоценовые отложения, вдоль побережья в восточной части – морские верхнеплейстоценовые отложения. Скальные породы (базальты, андезит-базальты)

обнажаются в привершинных частях сопки, в обрывах и руслах глубоко врезанных долин рек, а также на абразионных морских берегах вблизи сопки. Междуречья заняты кочкарной или бугристой тундрой, местами обводненной.

Речная сеть хорошо развита. Руслу рек валунно-галечные, в истоках поймы не развиты, берега образованы склоновыми шлейфами. Склоны междуречий длинные (0.5–2 км) и очень пологие 2–5°, увеличивают крутизну к вершинам междуречий, где есть выходы коренных пород, заняты кочкарной тундрой. Крутые и средней крутизны склоны характерны лишь для сопки, абразионных уступов и подмываемых высоких бортов долин. Склоны крутизной менее 8–10° повсеместно расчленены сетью ложбин стока, имеющих разную густоту, строение и образующих разную структуру в плане. Ложбины имеют ширину от первых метров до первых десятков метров, глубину – первые десятки сантиметров, характеризуются отсутствием выраженного тальвега, преимущественно задернованы, более увлажнены по сравнению с прилегающими участками склонов. Ложбины стока являются основным морфологическим элементом склоновой дренажной сети, обеспечивая поступление склоновых вод в реки во время снеготаяния и обильных осадков. Отсутствуют ложбины на вершинах сопки, сложенных скальными или грубообломочными породами и на молодых морских отложениях (встречаются к югу от рассматриваемой территории).

Климат – субарктический морской, среднегодовая температура – 5°C. Положительные среднемесячные температуры наблюдаются с июня по сентябрь, за это время выпадает 126 мм осадков, остальные 260 мм выпадают в виде снега [13], который, благодаря ветрам, в тундре существенно перераспределяется по территории, заполняя глубокие врезы ручьев и оврагов и, вероятно, ложбины. Реки имеют преимущественно снеговое питание. Летом реки и ложбины питаются за счет таяния льдов деятельного слоя и дождевых вод. По данным наблюдений на склоне г. Дионисия [14], протаивание грунта начинается в первой половине июня, и до начала июля его скорости максимальны и составляют 1 см в сутки, затем постепенно снижаются. Интенсивность дождей сильно варьирует: в отдельные годы максимальное суточное количество осадков в июле и августе достигало 40–46 мм [13]. По мере протаивания грунта значительная часть осадков фильтруется, переходя в надмерзлотный сток. Необходимое для формирования поверхностного стока количество осадков зависит от глубины протаивания, состава отложений и степени предшествующего насыщения грунта водой. За время полевых наблюдений в конце июня выпавшие за 12 часов 2 мм осадков не привели к формированию поверхностного стока в исследованных ложбинах.

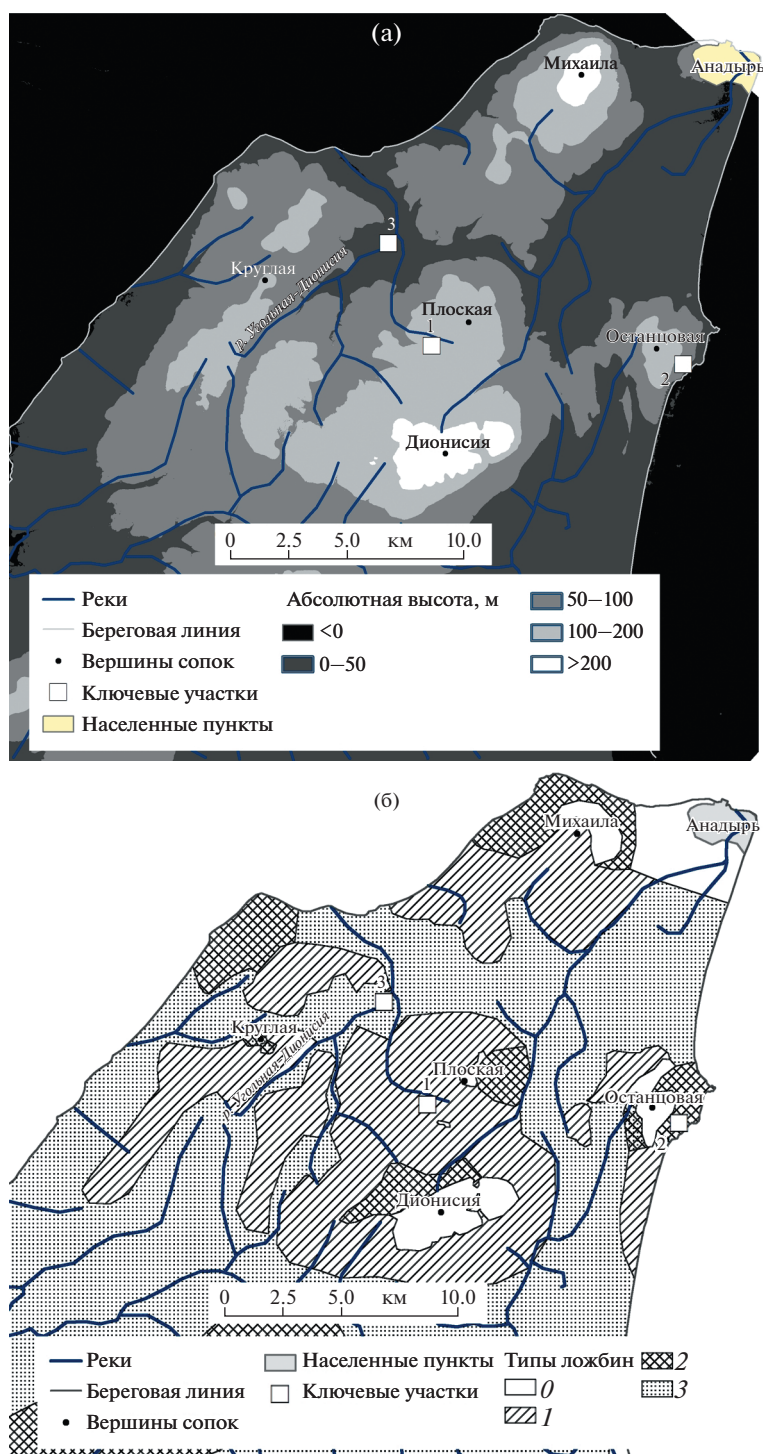


Рис. 1. Расположение ключевых участков полевых исследований: (а) – на гипсометрической карте (построенной на основе ArcticDEM), (б) – на карте преобладающих типов ложбин.

Ложбины: 0 – ложбинный рельеф не выражен (нарушенные территории, скальные выходы на вершинах сопек), 1 – веерного типа, 2 – переплетающегося типа, 3 – одиночные. *Ключевые участки:* 1 – “Ягодный”, 2 – “Останцовая”, 3 – “Базовый”.

МЕТОДЫ

На основе дешифрирования снимков высокого разрешения, доступных через систему Google Earth [15], были выбраны три ключевых участка,

характеризующихся разным рисунком ложбинной сети и наименее затронутых антропогенной деятельностью (рис. 1). На выбранных участках проводились описания морфологии ложбин от их истоков до устьев, характера растительного по-

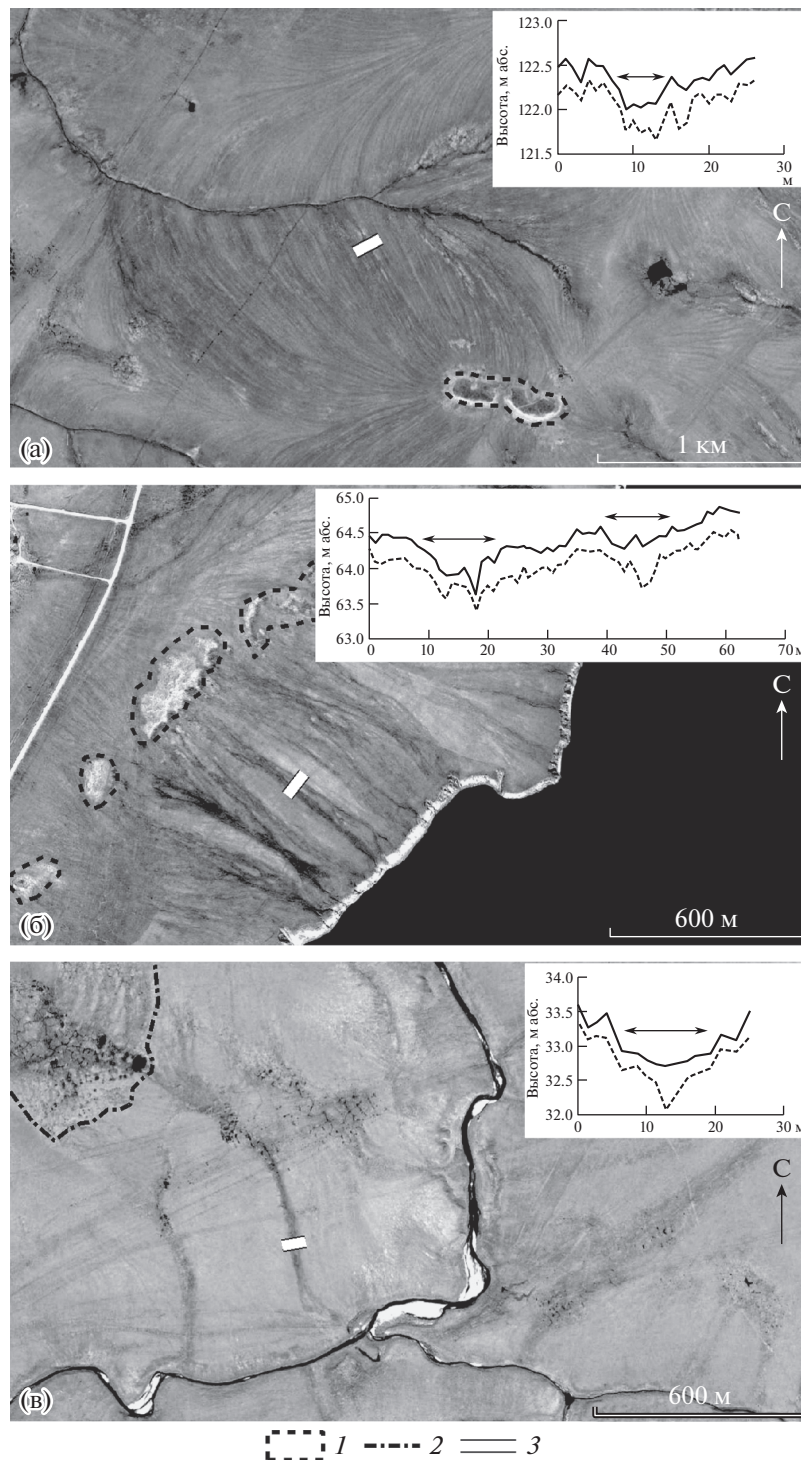


Рис. 2. Разные типы склоновой ложбинной сети на космических снимках Google Earth и поперечные профили ложбин: (а) – веерный (субпараллельный) тип, ключевой участок “Ягодный”, (б) – переплетающийся тип, ключевой участок “Останцовая”, (в) – одиночный тип, ключевой участок “Базовый”.

1 – выходы скальных пород; 2 – полигональное верховое болото; 3 – расположение поперечных профилей (внемасштабный знак). Обозначения линий на графиках: сплошная линия – поверхность грунта; пунктирная линия – кровля мерзлых пород на конец июня – начало июля; двойные стрелки – днища отдельных ложбин.

крова, микро- и нанорельефа и состава слагающих склон поверхностных отложений. На характерных участках ложбин проведено нивелирование поперечных профилей с одновременным

измерением глубины протаивания при помощи мерзлотного щупа.

При камеральных исследованиях по космическим снимкам проводился анализ распростране-

Таблица 1. Характеристики типов ложбинной дренажной сети в окрестностях г. Анадырь (Чукотка)

Характеристика	Тип ложбин (ключевой участок)		
	верный (“Ягодный”)	переплетающийся (“Останцовый”)	одиночный (“Базовый”)
Рисунок ложбинной сети в плане	Параллельные дугообразные или прямые полосы, немного расходятся вниз	Пересекающиеся под острыми углами прямолинейные или слегка изогнутые полосы	Одиночные, расширяются в верхней и нижней частях, иногда сходящиеся и расходящиеся, образующие ячейки
Абс. высоты, м	100–190	30–120	15–40
Ширина ложбин, м	5–7	7–20, шире, в местах пересечения нескольких ложбин	15–20, расширяется вверх и вниз до 40 м
Глубина ложбин, м	0.2–0.4	0.2–0.3	0.5–1
Длина ложбин, м	900–1200	800	600–1000
Примерная площадь водосбора, га	5	10	20
Расстояние между соседними ложбинами, м	10–40	Переменная густота от 10 до 80 м, иногда сходятся и расходятся	250–300
Начало (исток)	Почти или на водоразделе, сложенном скальными породами	Ниже выходов скальных пород на крутом склоне сопки	На заболоченном междуречье, занятом полигональным болотом
Конец (устье)	Впадает в ручей, в устье расплывается	Висячие на абразионном обрыве с эрозионными врезами в днище	Заканчивается конусом солифлюкционным языком с переслаивающимися суглинком и торфом
Крутизна днища ложбины	От 5° в верхней и средней, до 2° в нижней частях склона	6–7°	0.5° в верхней, до 4.5° в нижней частях склона
Характер профиля склона (выпуклый, вогнутый, прямой)	Вогнутый	Вогнутый или прямой	Выпуклый
Экспозиция склона	Любая, на северном склоне выражены отчетливые	Любая	Любая
Состав склоновых отложений	Супесь с редким гравием	Супесь с прослоями разнозернистого песка и щебнем в нижней части разреза	Супеси однородные
Геоморфологическое положение, глубина залегания скальных пород	Склоны платообразных междуречий, бронированных покровами туфов и лав, в привершинных частях залегающими на поверхности или близко к поверхности	Склоны вулканических сопок, с неглубоким (до 3 м) залеганием скальных вулканических пород, обнажающихся в привершинных частях сопок и в устьевых уступах	Склоны пологоувалистых междуречий и террас, сложенных рыхлыми четвертичными образованиями: ледниковыми, флювиогляциальными, морскими

Таблица 1. Окончание

Характеристика	Тип ложбин (ключевой участок)		
	веерный (“Ягодный”)	переплетающийся (“Останцовый”)	одиночный (“Базовый”)
Процессы на склонах (по внешним признакам)	Солифлюкция (грядово-мочажинный рельеф), пучение (пятна-медальоны)	Эрозия, делювиальный смыв (наличие свежего наилка и эрозионных борозд)	Солифлюкция (грядово-мочажинный рельеф), мерзлотное пучение по бортам (пятна-медальоны, торфяные бугры) термокарст (вытянутые обводненные понижения, иногда образующие полигональный рисунок)
Полигональность (признаки наличия ПЖЛ)	Полигональность не прослеживается на близлежащих склонах и междуречьях, но ручьи имеют четкообразный рисунок в плане	Полигональность не выражена	Протаивающие полигоны прослеживаются на близлежащих склонах и междуречьях, а также в верхней части днища ложбины
Средняя глубина протаивания в днище, см / рядом по данным измерений на профилях, см	32/28 Различия несущественны	26–56/30 Переменная в зависимости от заполнения днища: под неактивными заторфованными – меньше, а под активными – больше, чем на окружающих склонах	70/30 Более глубокое в днище
Наличие незадернованных участков в ложбинах (сток наносов, эрозия)	Полностью задернованы и покрыты торфом	Частично задернованы, но встречаются зоны размыва и аккумуляции наносов	Полностью задернованы и покрыты торфом
Растительность, ландшафт	В ложбинах – грядово-мочажинные заболоченные кустарничково-пушицевые тундры; между ложбинами – крупно-кочкарная кустарничковая разнотравно-мохово-пушицевая тундра	В ложбинах – полосы ольхового стланика и кустарниковой ивы с разнотравно-моховой растительностью в нижнем ярусе; между ложбинами – крупно-кочкарная кустарничковая мохово-пушицевая тундра	В ложбинах – чередование осоково-сфагнумовых мочажин, разнотравно-злаковых луговин и куртин березки тощей; между ложбинами – кустарничковые мохово-пушицевые крупно-кочкарные тундры

ния ложбин описанных типов в пределах рассматриваемого участка. Определялись их морфометрические характеристики (длина, ширина), структура ложбинной сети – расстояния между соседними ложбинами, рисунок в плане и др. По цифровой модели местности ArcticDEM (пространственное разрешение 2 м) [16] с использованием стандартных методов обработки в пакете ArcGIS определялись характерные абсолютные высоты, длины, уклоны и форма склонов, характерные для ложбин каждого типа.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

В окрестностях г. Анадыря были выявлены три доминирующих морфологических типа структу-

ры ложбинной сети: 1) веерный (субпараллельный); 2) переплетающийся; 3) одиночный (рис. 2, табл. 1).

Ложбины с веерным (субпараллельным) рисунком представлены на ключевом участке “Ягодный” (рис. 2, а). Характерной особенностью является наличие густой субпараллельной полосчатости рисунка ложбин на космическом снимке с интервалом между ложбинами от 10–20 м в верхней и до 40 м в нижней частях склона. Ложбины прямолинейны или слегка изогнуты в плане и веерообразно расходятся от обнажающихся на вершине сопки выходов туфопесчаников. При отсутствии выходов коренных пород ложбины начинаются непосредственно на водоразделе. Несмотря на четкий полосчатый рисунок на космическом

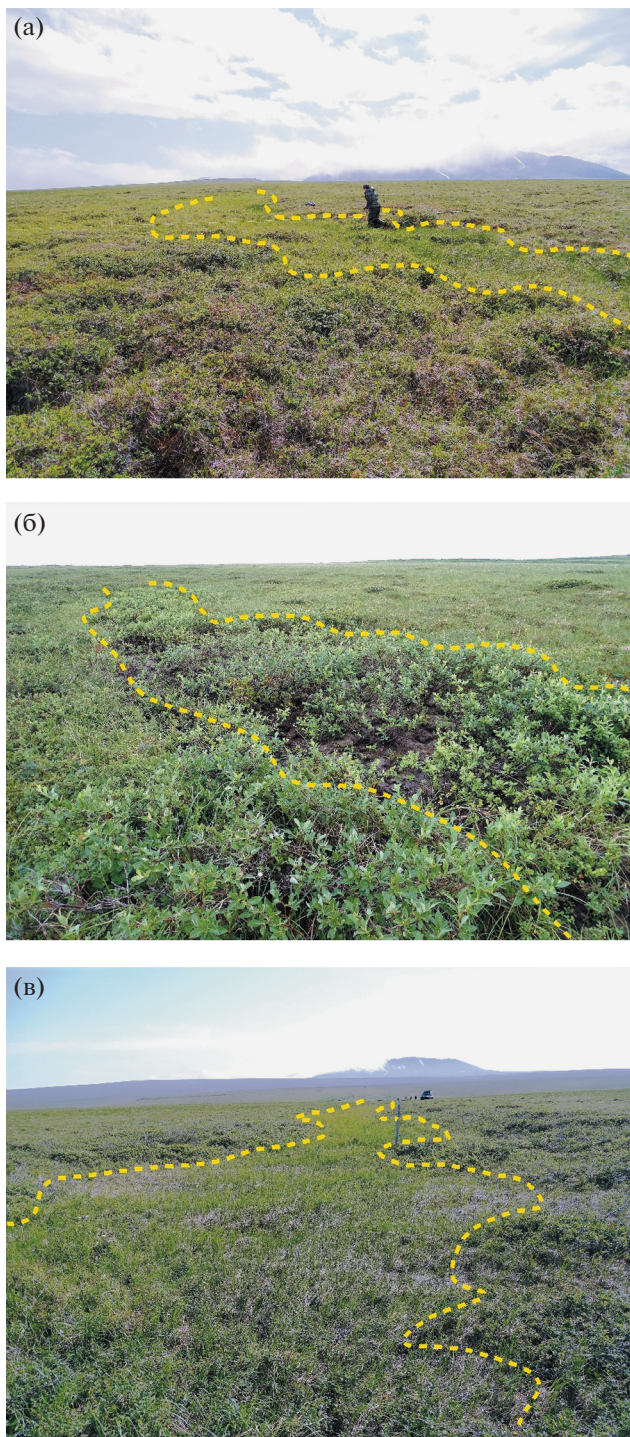


Рис. 3. Наземные фотографии ложбин разных типов: (а) – веерный (субпараллельный) тип, ключевой участок “Ягодный”; (б) – переплетающийся тип, ключевой участок “Останцовая”, правая ложбина на профиле, приведенном на рис. 2, б; (в) – одиночный тип, ключевой участок “Базовый”. Пунктирной линией показаны контуры ложбин.

снимке, ложбины этого типа очень плохо выражены на местности (рис. 3, а).

Веерные ложбины характерны для вогнутых солифлюкционных склонов с крутизной от 2 до

5°. Они являются преобладающим типом ложбин на отметках 100–200 м, хотя встречаются и ниже. Среди окружающих кочкарных тундр они выделяются повышенным увлажнением, грядово-мочажинным нанорельефом и микроступенчатостью тальвега. В устье ложбины распластываются, поверхностный водоток рассредоточивается. Склоновый материал представлен супесями с редким включением дресвы. В конце июня поверхностный сток, связанный с протаиванием деятельного слоя, наблюдался на ложбинах северного склона, но отсутствовал на южном.

Определения глубины протаивания по поперечным профилям, проведенные 29.06.2019, показали незначительные различия между днищами ложбин и прилегающими склонами, хотя кровля мерзлых пород под ложбинами расположена немного ниже за счет общего изменения высоты дневной поверхности (рис. 2, а). Мощность торфа в днище ложбины (30 см) незначительно превышает мощность торфа на остальной части склона (0–20 см), что свидетельствует о повышенном увлажнении ложбин.

Эрозионные процессы в днищах ложбин веерного типа в естественном состоянии не развиты. Однако в связи с искусственной концентрацией стока воды в результате проезда вездехода нами наблюдались перехват стока нескольких ложбин по колею проезда и образование эрозионной рытвины глубиной 0.8 м в днище одной из ложбин. В рытвине образовался водоток, а глубина протаивания под тальвегом достигла 75 см, что в 2.5 раза превышало глубину протаивания на бровках и в днищах соседних ложбин.

Переплетающиеся ложбины представлены на участке “Останцовая” (рис. 2, б). Они располагаются на отметках 30–120 м, приурочены к склонам вулканических сопков, крутизной 6–7° – наиболее крутым из рассмотренных.

На исследованном участке ложбины начинаются ниже скальных выходов и развалов глыб изверженных пород и обрываются на абразионном уступе высотой 30 м. Характерной особенностью ложбин этого типа является закустаренность ольхой и ивой, свидетельствующая о хорошей дренированности склона (рис. 3, б). Отличительной особенностью ложбин переплетающегося типа является наличие в днищах некоторых из них грубообломочного материала в верхней части ложбин, а в нижней – плаща свежих наносов алевритового состава, перекрывающих торф и кустарники, что свидетельствует о процессах делювиального смыва и накопления. При этом днища расположенных рядом ложбин нередко находятся на различных гипсометрических уровнях (рис. 2, б). На приведенном рисунке днище левой ложбины не несет следов недавнего стока, заросло мхом и заполнено торфом на глубину более 30 см. Днище правой ложбины, расположенной

на 30 см выше левой, перекрыто толщей свежих наносов, достигающих мощности 20 см, и подстилается чередованием прослоев торфа и ила (рис. 3, б). Глубина протаивания в днище левой ложбины не превышает 25 см, а правой ложбине достигает 50–60 см, что вероятно, объясняется ее большей водоносностью. Аккумуляция наносов в ложбинах периодически приводит к перестройке путей стока, что и образует пересекающийся ветвящийся рисунок ложбинной сети.

В устьевой части ложбин на ключевом участке наблюдались эрозионные врезы глубиной 1.5–2 м, в обрывах которых вскрыты переслаивающиеся алевритистые супеси с прослоями растительного детрита, грубого песка и щебня.

Одиночные ложбины изучены на ключевом участке “Базовый” на левом берегу р. Угольной-Дионисия в ее среднем течении (рис. 2, в и 3, в). Ложбины этого типа расположены на склонах уплощенных тундровых увалов, на наиболее низких гипсометрических уровнях (менее 40–60 м), в аккумулятивных толщах морских, моренных или водноледниковых отложений, как правило, с развитыми полигонально-жильными льдами. Они более широкие и глубокие по сравнению с предыдущими типами и расположены на значительном расстоянии друг от друга (250–300 м). Особенностью ложбин является их приуроченность к выпуклым склонам. Крутизна днища у таких ложбин минимальна среди описанных трех их типов и составляет от 0.5° в верхней до 4.5° в нижней части склона (в средней части – $1-2^\circ$). Источником водного питания ложбин этого типа являются верховые полигональные болота, реже термокарстовые озера, расположенные в их истоках. Глубина протаивания в днище ложбины на участке “Базовый” к началу июля достигала 80 см по сравнению с 30 см на бровках, что является максимальным среди всех типов ложбин (рис. 2, в, табл. 1). Мощность торфа в днище и на склонах в нижней части ложбины составляет 30–35 см. Устье ложбины расположено на пойме р. Угольной-Дионисия и выражено в виде солифлюкционного конуса, в толще которого прослеживается переслаивание торфа с супесью и суглинком.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ И ВЫВОДЫ

Выделенные типы ложбин приурочены к разным гипсометрическим уровням, поверхностям с разным геологическим строением и крутизной. Ложбины веерного типа встречаются преимущественно на верхнем гипсометрическом уровне – междуречьях, бронированных вулканогенно-осадочными породами. Полого изогнутые очертания, равные расстояния между ложбинами и их параллельность, а также то, что они могут начинаться практически на водоразделе, указывают на то, что их структура соответствует линиям тече-

ния грунта. Это позволяет предположить соответствие веерной ложбинной сети описаниям С.С. Воскресенского [7], согласно которым сток воды по ложбинам наследует неровности поверхности, создаваемые площадной солифлюкцией. В свою очередь, повышенное увлажнение ложбин по сравнению с межложбинными пространствами способствует большим скоростям смещения по ним грунта. К такому же выводу приходит Е.Д. Трохим при описании выделенных ей ложбин второго типа (“narrow”) в предгорьях Аляски [10]. По наличию грядово-мочажинного рельефа в нижних частях склонов ложбины веерного типа также похожи на первый класс ложбин Аляски – “mineral-flark”. Как отмечает Е.Д. Трохим, эти два типа ложбин сменяют друг друга вниз по склону. Веерные ложбины имеют наибольшую густоту и наименьшую глубину среди других рассмотренных типов ложбин. Они полностью перекрыты мхом и торфом, что препятствует размыву грунта. Развитию термокарста препятствует относительно невысокая обводненность этих ложбин, обусловленная их большой густотой. Проявления полигональных структур под ложбинами веерного типа на рассмотренном участке отсутствуют. Однако русло ручья, в который впадают ложбины, имеет четковидное строение, что может быть признаком наличия полигонально-жильных льдов [17]. Хорошо выраженные полигональные структуры под ложбинами веерного типа наблюдаются на участках, нарушенных антропогенной деятельностью. Так, у подножия горы Дионисия на юго-западном склоне, нарушенном проездами техники, можно заметить вторичные процессы вытаивания полигонально-жильных льдов под днищами веерных ложбин, которые приводят к изменению их рисунка с плавного изогнутого на коленчатый (рис. 4). Отсутствие проявления полигональных структур под ложбинами в естественном состоянии, вероятно, свидетельствует о достаточно больших скоростях солифлюкционного смещения грунта, которое быстро уничтожает следы процессов мозаичного растрескивания и термокарста.

К склонам вулканических сопков с близким залеганием скальных пород приурочены переплетающиеся ложбины. В них наблюдаются чередующиеся по длине процессы эрозии и аккумуляции наносов, выраженные в виде свежих аккумулятивных шлейфов и эрозионных борозд. Об этом также свидетельствуют характерная слоистость отложений и наличие перепадов высот между соседними ложбинами. Аккумуляция наносов приводит к регулярной (в многолетнем плане) смене путей стока, что и формирует специфичный переплетающийся рисунок ложбинной сети. Эрозионным процессам способствуют повышенные по сравнению с другими типами ложбин уклоны, незадернованные участки склонов в верхних частях со-

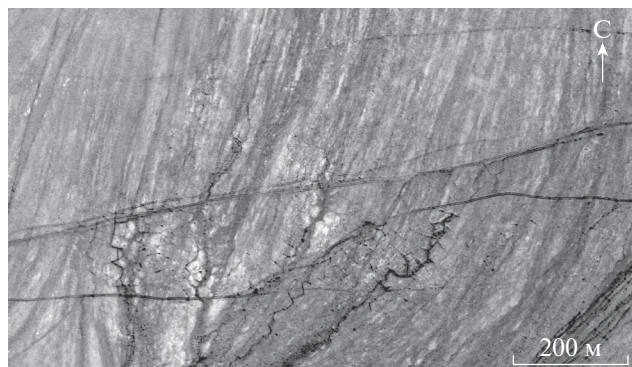


Рис. 4. Проявление структуры полигонально-жильных льдов под днищами веерных ложбин у подножия горы Дионисия на юго-западном склоне в результате нарушения поверхности проездами вездеходов (на снимке GoogleEarth).

пок, длительно залегающие в верховьях снежники, гольцовые льды. Развитие термокарста и солифлюкции в таких ложбинах маловероятно из-за близкого залегания скальных пород, грубого состава отложений, хорошего дренажа и отсутствия мощных подземных льдов. К этому типу ложбин, вероятно, близок тип “steep” (“крутой”) из выделенных на Аляске [10]. Предположительно, переплетающиеся ложбины являются одним из вариантов развития ложбин веерного типа при активизации эрозионной деятельности потока: увеличения уклонов или поверхностного стока. Об этом свидетельствует тот факт, что ложбины веерного и переплетающегося типов могут сменять друг друга на соседних участках одного склона, различающихся по крутизне, например, на восточном и западном склонах г. Плоской.

На самом низком и наиболее обширном по площади гипсометрическом уровне (высоты <math><40-50\text{ м}</math>), представленном на Анадырской низменности, распространение получила разреженная сеть одиночных ложбин, которые также могут соединяться между собой. Описанная нами одиночная ложбина является лишь одним из вариантов морфологии ложбин, формирующихся в рыхлых отложениях, но имеет с ними общие черты. Одиночные ложбины широкие, имеют малые уклоны, расположены на значительном расстоянии друг от друга, образуются в рыхлых отложениях, часто с развитыми полигонально-жильными льдами. В них наблюдается высокая обводненность, обусловленная наличием постоянного источника питания в виде полигональных верховых болот или термокарстовых озер в истоках, чего не наблюдается в ложбинах других типов. Наряду с процессами солифлюкции, развитыми преимущественно в нижней, более крутой, части склона, в образовании этих ложбин большую роль играет термокарст, что выражается в значительно большей глубине протаивания в ее днище

по сравнению с окружающими склонами, наличием многочисленных заполненных водой понижений, нередко образующих коленчатый рисунок. Вероятно, одиночные ложбины могут иметь множество форм в зависимости от литологии пород. Возможно, одним из подвидов одиночных ложбин является выделенный на Аляске тип “organic-rich” (“богатый органикой”) [10]. Из-за широкого распространения полигонально-жильных льдов в рыхлых отложениях следует ожидать наибольшей подверженности ложбин этого типа развитию термоэрозионных процессов при изменении термических условий.

Изменение механизмов развития ложбин в связи с изменением природных условий, вероятно, происходило в прошлом и может произойти в будущем. О смене растительности в процессе эволюции ложбин свидетельствует разный состав торфа и современной растительности в ложбинах Аляски [10]. Более активное развитие эрозионных процессов в днищах ложбин могло происходить в прошлом в условиях разреженной растительности. Активизация эрозионных и термокарстовых процессов возможна и в результате усиления гумидности климата и увеличения глубины сезонного оттаивания на фоне общего потепления [18], а также техногенного воздействия, связанного с механическим разрушением почвенно-растительного покрова склонов.

Таким образом, в пределах небольшой территории наблюдается ложбинная сеть разной морфологии, структуры и механизмов образования. Схожая по структуре ложбинная сеть наблюдается и в других регионах криолитозоны, например, на севере Аляски. Несмотря на то что по ложбинам происходит концентрация стока воды на склонах, на образование ложбин существенное влияние оказывают криогенные процессы, и, наоборот, повышенное увлажнение днищ ложбин способствует развитию в них солифлюкции и термокарста. Это подтверждает полигенетичность и парагенетичность процессов формирования малых флювиальных форм рельефа, особенно в таких специфических условиях, как криолитозона. Морфология ложбин и рисунок ложбинной сети имеют четкую связь с их геоморфологическим положением, составом подстилающих пород, а через них и обводненностью, и сопутствующими криогенными процессами.

БЛАГОДАРНОСТИ

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ в рамках научных проектов № 20-05-00840 (А.М. Тарбеева), № 18-05-60036 (О.Д. Трегубов), № 20-35-70027 (Л.С. Лебедева), и по плану НИР (ГЗ) АААА-А16-116032810084-0. Авторы выражают благодарность Б.И. Гарцману, К.К. Уяганскому, М.А. Нуте-

векет, Е.В. Шекману, А. Уяганскому и И. Уяганскому за помощь при проведении полевых работ.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Mumm K.L.* К вопросу о природе деллей Даалдынского района // Вопросы географии. 1959. Сб. 46. С. 28–34.
2. *Kane D.L., Hinzman L.D., Benson C.S., and Liston G.E.* Snow hydrology of a headwater Arctic basin. *Water Resources Research*. 1991. Vol. 27. No. 6. P. 1099–1109.
3. *McNamara J.P., Kane D.L., and Hinzman L.D.* An analysis of streamflow hydrology in the Kuparuk River Basin, Arctic Alaska: a nested watershed approach. *Journal of Hydrology*. 1998. No. 206. P. 39–57.
4. Четырехязычный энциклопедический словарь терминов по физической географии / Сост. И.С. Шукин. М.: Советская энциклопедия, 1980. 703 с.
5. *Еременко Е.А., Панин А.В.* Ложбинный мезорельеф Восточно-Европейской равнины. М.: МИРОС, 2010. 192 с.
6. *Катасонова Е.Г.* Роль термокарста в развитии деллей // Условия и особенности развития мерзлых толщ в Сибири и на Северо-Востоке. М.: Изд-во АН СССР, 1963. С. 91–100.
7. *Воскресенский С.С.* Динамическая геоморфология. Формирование склонов. М.: МГУ, 1971. 230 с.
8. *Hall K.* Zoological erosion in permafrost environments: A possible origin of dells? *Polar Geography*. 1997. Vol. 21. No. 1. P. 1–9.
9. *McNamara J.P., Kane D.L., and Hinzman L.D.* An analysis of an Arctic channel network using a digital elevation model. *Geomorphology*. 1999. No. 29. P. 339–353.
10. *Trochim E.D., Jorgenson M.T., Prakash A., and Kane D.L.* Geomorphic and biophysical factors affecting water tracks in northern Alaska. *Earth and Space Science*. 2016. No. 3. P. 123–141.
11. *Tarbeeveva A., Lebedeva L., Efremov V., Shamov V., and Makarieva O.* Water tracks in the lower Lena River basin. *E3S Web of Conferences*, 163:04007, 2020. <https://doi.org/10.1051/e3sconf/202016304007>
12. *Государственная геологическая карта Российской Федерации.* Карта четвертичных образований. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Сер. Чукотская. Лист Q-60 – Анадырь. Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2016.
13. Справочно-информационный портал “Погода и климат”. Анадырь [Электронный ресурс]. URL: <http://www.pogodaiklimat.ru/climate/25563.htm> [дата обращения 20.03.2020]
14. *Zamolodchikov D.G., Kotov A.N., Karelin D.V., and Razzhivin V.Y.* Active-Layer Monitoring in Northeast Russia: Spatial, Seasonal, and Interannual Variability. *Polar Geography*. 2004. Vol. 28. No. 4. P. 286–307.
15. GoogleEarth [Электронный ресурс]. URL: <https://www.google.com/earth/> [дата обращения 30.10.19].
16. *Porter C., Morin P., Howat I., Noh M.-J., Bates B., Peterman K., Keesey S., Schlenk M., Gardiner J., Tomko K., Willis M., Kelleher C., Cloutier M., Husby E., Foga S., Nakamura H., Platon M., Wethington M.J., Williamson C., Bauer G., Enos J., Arnold G., Kramer W., Becker P., Doshi A., D'Souza C., Cummins P., Laurier F., and Bojesen M.* ArcticDEM [Электронный ресурс]. URL: <https://doi.org/>, Harvard Dataverse, VI, 2018 [дата обращения 30.10.19]. <https://doi.org/10.7910/DVN/OHNUKH>
17. *Hopkins D., Karlstrom T., Black R., Williams J.R., Pewe T.L., Fernald A.T., and Muller E.H.* Permafrost and ground water in Alaska. *Geol. Surv. Prof. Pap.* 264 F. Washington. 1955. 146 p.
18. *Liljedahl, A.K., Boike J., Daanen R.P., Fedorov A.N., Frost G.V., Grosse G., Hinzman L.D., Iijma Y., Jorgenson J.C., Matveyeva N., Necsoiu M., Raynolds M.K., Romanovsky V., Schulla J., Tape K.D., Walker D.A., Wilson C., Yabuki H., and Zona D.* Pan-Arctic ice-wedge degradation in warming permafrost and its influence on tundra hydrology. *Nature Geoscience*. 2016. No. 9. P. 312–318.

Patterns of the slope drainage network of the permafrost in the area of Anadyr

A. M. Tarbeeveva^{a, #}, O. D. Tregubov^b, and L. S. Lebedeva^c

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

^bNorth-East Interdisciplinary Scientific Research Institute, Far East Branch of RAS, Magadan, Russia

^cMelnikov Permafrost Institute RAS, Yakutsk, Russia

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

Water runoff on the slopes of the permafrost zone passes through a network of hollows of various structures and patterns in plan. This is clearly distinguishable on aerial and satellite images, but often poorly distinguished on the ground. The study is aimed at recognizing the reasons for the difference in the structure of the drainage network, which is necessary for understanding the mechanisms of surface runoff generation and the modern relief formation in the permafrost areas. In the vicinity of Anadyr (Chukotka, Russia), three morphological types of the hollow network were identified. In the areas of distribution of each type of hollow network field observations were made, and the morphometric characteristics of the slopes to which they are associated were obtained from the digital surface model and satellite images. Each type of the hollow network corresponds to definite range of altitude, the type of relief, the slope gradient and profile, the composition of the deposits, and the depth of seasonal thawing. It has been established that although all types of troughs are used by temporary streams, they have different mechanisms of development. The hollows with a fan structure form the densest parallel network with a distance of 10–40 m apart. These are characteristic of concave slopes of interfluves with close bedding of bedrock and are the result of fluvial modeling of irregularities formed as a

result of uneven sliding of the slope material (gelifluction). The intertwining troughs are confined to the slopes of the volcanic hills, the steepest of the studied ones. Fresh silty sediments have been observed at their bottoms and their formation is associated with erosional processes. Single hollows located at a considerable (200–300 m) distance from each other are formed in loose quaternary deposits with a developed network of ice-wedge-polygons. The role of thermokarst is significant in their deepening.

Keywords: dells, water tracks, permafrost, cryogenic slope processes, slope drainage network, seasonally thawed layer

ACKNOWLEDGMENTS

The reported study was funded by RFBR, projects No. 20-05-00840 (A.M. Tarbeeva), No. 18-05-60036 (O.D. Tregubov), No. 20-35-70027 (L.S. Lebedeva), and contributes to the State Task No. AAAA-A16-116032810084-0, Faculty of Geography MSU. Authors thank B.I. Gartsman; K.K. Uyagansky; M.A. Nuteveket, E.V. Sheckman, A. Uyagansky and I. Uyagansky for fieldwork assistance.

REFERENCES

- Mitt K.L. *K voprosu o prirode dellei Daldynskogo raiona*. (On the nature of dells in the Daldyn diamond region). *Voprosy geografii*. 1959. Vyp. 46. P. 28–34. (in Russ.)
- Kane D.L., Hinzman L.D., Benson C.S., and Liston G.E. Snow hydrology of a headwater Arctic basin. *Water Resources Research*. 1991. Vol. 27. No. 6. P. 1099–1109.
- McNamara J.P., Kane D.L., and Hinzman L.D. An analysis of streamflow hydrology in the Kuparuk River Basin, Arctic Alaska: a nested watershed approach. *Journal of Hydrology*. 1998. No. 206. P. 39–57.
- Chetyrekh'yazychnyi entsiklopedicheskii slovar' terminov po fizicheskoi geografii*. (The four-language encyclopedic dictionary of terms in physical geography). Sost. I.S. Shchukin. M.: Sovetskaya entsiklopediya (Publ.), 1980. 703 p. (in Russ.)
- Eremenko E.A. and Panin A.V. *Lozhbinnyi mezorel'ef Vostochno-Evropeiskoi ravniny*. (Hollow mesorelief of the East European plain). M.: MIROS (Publ.), 2010. 192 p. (in Russ.)
- Katasonova E.G. *Rol' termokarsta v razvitiu dellei*. (The role of thermokarst in the development of dells). *Usloviya i osobennosti razvitiya merzlykh tolshch v Sibiri i na Severo-Vostoke*. M.: Izd-vo AN SSSR (Publ.), 1963. P. 91–100. (in Russ.)
- Voskresenskii S.S. *Dinamicheskaya geomorfologiya. Formirovanie sklonov*. (Dynamic geomorphology. The formation of slopes.). M.: MGU (Publ.), 1971. 230 p. (in Russ.)
- Hall K. Zoological erosion in permafrost environments: A possible origin of dells? *Polar Geography*. 1997. No. 21:1. P. 1–9.
- McNamara J.P., Kane D.L., and Hinzman L.D. An analysis of an Arctic channel network using a digital elevation model. *Geomorphology*. 1999. No. 29. P. 339–353.
- Trochim E.D., Jorgenson M.T., Prakash A., and Kane D.L. Geomorphic and biophysical factors affecting water tracks in northern Alaska. *Earth and Space Science*. 2016. No. 3. P. 123–141.
- Tarbeeva A., Lebedeva L., Efremov V., Shamov V., and Makarieva O. Water tracks in the lower Lena River basin. E3S Web of Conferences, 163:04007, 2020. <https://doi.org/10.1051/e3sconf/202016304007>
- Gosudarstvennaya geologicheskaya karta Rossiiskoi Federatsii. Karta chetvertichnykh obrazovaniy. Mashtab 1:1000000 (tret'e pokolenie). Seriya Chukotskaya. List Q-60 – Anadyr'*. (State geological map of the Russian Federation. Quaternary sediments. Scale 1:1000000 (third generation. A Series of Chukotka. Sheet Q-60-Anadyr'). SPb: Kartograficheskaya fabrika VSEGEI (Publ.), 2016.
- Spravочно-informatsionnyi portal "Pogoda i klimat". Anadyr' [Elektronnyi resurs]*. (Reference and information portal "Weather and climate". Anadyr [Electronic source]). URL: <http://www.pogodaiklimat.ru/climate/25563.htm> [accessed on 20.03.2020] (in Russ.)
- Zamolodchikov D.G., Kotov A.N., Karelin D.V., and Razzhivin V.Y. Active-Layer Monitoring in Northeast Russia: Spatial, Seasonal, and Interannual Variability. *Polar Geography*. 2004. Vol. 28. No. 4. P. 286–307.
- Google Earth* [Electronic source]. URL: <https://www.google.com/earth/> [accessed on 30.10.19].
- Porter C., Morin P., Howat I., Noh M.-J., Bates B., Peterman K., Keeseey S., Schlenk M., Gardiner J., Tomko K., Willis M., Kelleher C., Cloutier M., Husby E., Foga S., Nakamura H., Platson M., Wethington M.J., Williamson C., Bauer G., Enos J., Arnold G., Kramer W., Becker P., Doshi A., D'Souza C., Cummens P., Laurier F., and Bojesen M. *ArcticDEM* [Electronic source]. URL: <https://doi.org/10.7910/DVN/OHHUKH>, Harvard Dataverse, V1, 2018 [accessed on 30.10.19].
- Hopkins D., Karlstrom T., Black R., Williams J.R., Pewe T.L., Fernald A.T., and Muller E.H. Permafrost and ground water in Alaska. *Geol. Surv., Prof. Pap. 264 F* Washington, 1955. 146 p.
- Liljedahl, A.K., Boike J., Daanen R.P., Fedorov A.N., Frost G.V., Grosse G., Hinzman L.D., Iijma Y., Jorgenson J.C., Matveyeva N., Necsoiu M., Reynolds M.K., Romanovsky V., Schulla J., Tape K.D., Walker D.A., Wilson C., Yabuki H., and Zona D. Pan-Arctic ice-wedge degradation in warming permafrost and its influence on tundra hydrology. *Nature Geoscience*. 2016. No. 9. P. 312–318.