

УДК 551.435.43→551.324.22(571.66)

## ГЕОМОРФОЛОГИЯ И ИСТОРИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ЛЕДНИКОВЫХ ОБРАЗОВАНИЙ ДОЛИНЫ р. ЕВЪВАЯМ (КОРЯКСКОЕ НАГОРЬЕ)<sup>#</sup>

© 2023 г. М. С. Лукьянычева<sup>1,2,\*</sup>

<sup>1</sup> Институт географии РАН, Москва, Россия

<sup>2</sup> Институт мерзлотоведения имени П.И. Мельникова СО РАН, Якутск, Россия

\*E-mail: mashluk95@igras.ru

Поступила в редакцию 24.03.2022 г.

После доработки 04.08.2022 г.

Принята к публикации 10.11.2022 г.

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

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

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

### ВВЕДЕНИЕ

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

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

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

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

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

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

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

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

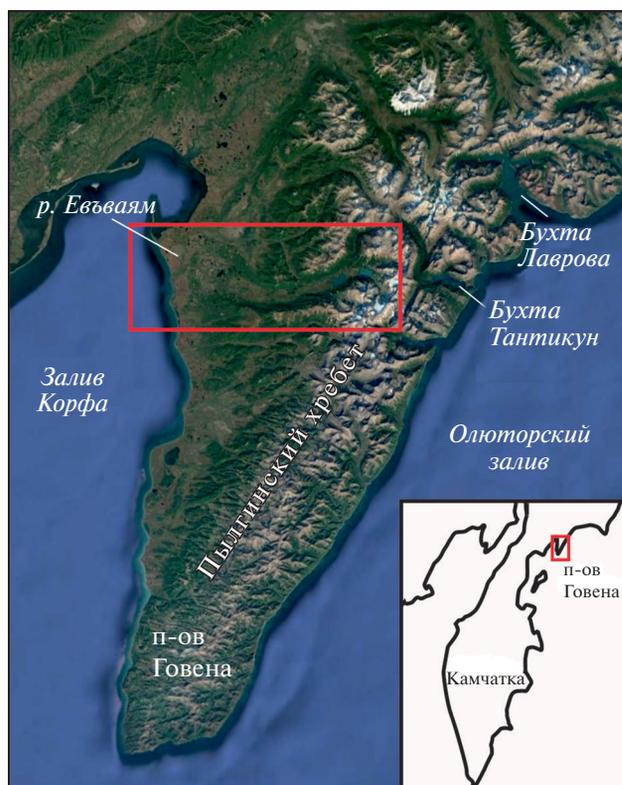


Рис. 1. Положение п-ова Говена и долины р. Ев'ваям (снимок Google Earth).

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

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

## ОБЪЕКТ ИССЛЕДОВАНИЯ

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

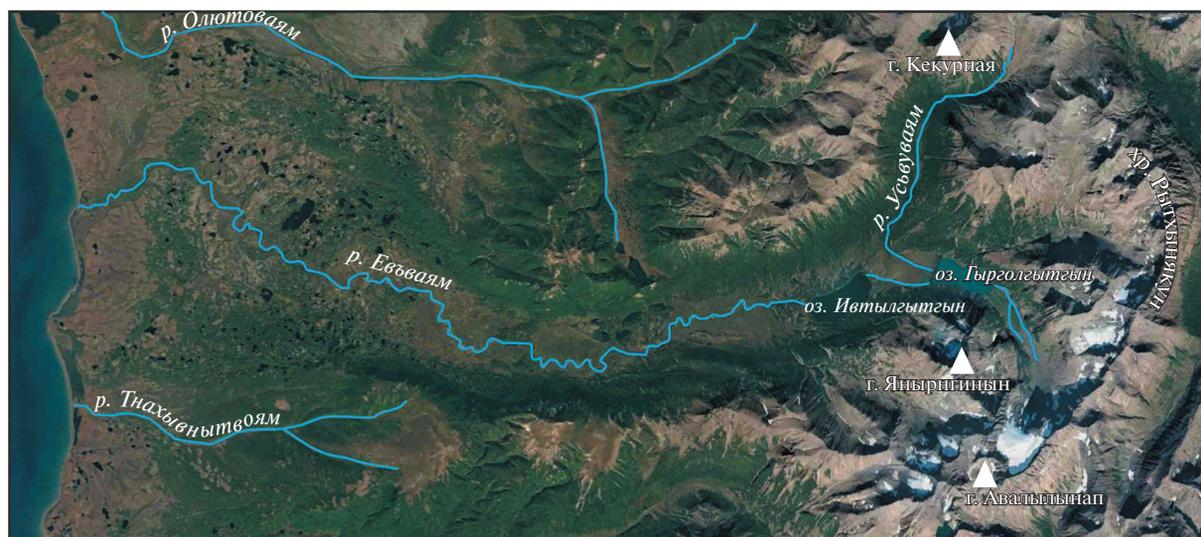


Рис. 2. Космический снимок долины р. Евв'ваям (Google Earth) с прорисованными руслами водотоков.  
Fig. 2. Satellite image of the Ev'vayam Valley (Google Earth) with a traced river channel.

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

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

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

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

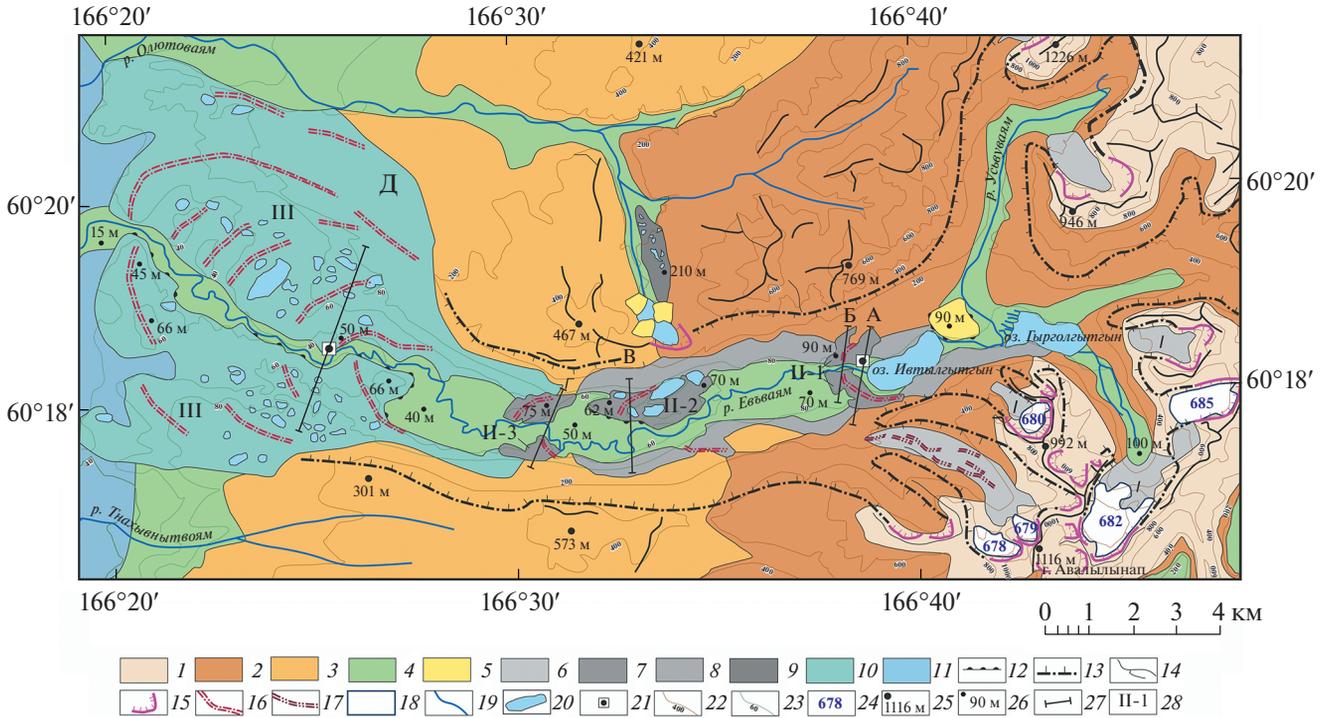
Для п-ова Говена характерен северный морской климат, отличающийся особой суровостью, обусловленной, в основном, влиянием циклонической деятельности воздушных масс Берингова моря (Катранжи, 2017). Растительность представлена сообществами кедрового и ольхового стланика, которые часто образуют сочетания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

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

## МЕТОДЫ

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

<sup>1</sup> Здесь и далее номера даны по (Каталог ледников СССР..., 1982).



**Рис. 3.** Геоморфологическая карта бассейна реки Евъваям.

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

**Fig. 3.** Geomorphological map of the Ev'vayam River Valley.

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

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

формам ледникового рельефа и морфологии разновозрастных морен в долине.

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

## РЕЗУЛЬТАТЫ

*Геоморфологическое картографирование территории*

На исследуемом участке выделяются структурно-денудационный и аккумулятивный типы рельефа. Первый представлен горными массивами с широко развитыми антиклинальными и синклинальными складками. В рельефе территории отражаются структурно-литологические особенности слагающих пород. В пределах Пылгинского хребта выходят устойчивые к денудации, интенсивно смятые кремнисто-вулканические породы. Рельеф характеризуется многочисленными свежими нивально-экзарационными формами: карами, цирками, карлингами, также наблюдаются бараньи лбы и курчавые скалы. Высота отвесных стенок каров достигает в среднем 500 м, а диаметр цирков варьирует от 0.6 до 1.3 км. Днища каров располагаются на высотных отметках от 500 до 900 м. Доминируют островершинные гребни. Склоны крутые ( $>35^\circ$ ), местами отвесные, с широким развитием гравитационных процессов.

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

*Аккумулятивный рельеф* в долине р. Евъваям, согласно геологической карте м-ба 1:200000 (Геологическая карта..., 2020) представлен ледниковыми, флювиогляциальными, аллювиальными и морскими образованиями. Выделяется несколько комплексов морен, сформированных в ходе различных стадий отступления ледников. Речные потоки преобразовали и размыли большую часть аккумулятивных ледниковых форм в долине, сохранились только наиболее крупные комплексы конечно-моренных гряд. В нижней части долины присутствуют признаки обработки ледниковых отложений морем — наблюдается хорошая окатанность обломочного материала, что позволяет предполагать, что на каких-то этапах древняя береговая линия проходила в пределах долины. Всего выделено три разновозрастных моренных комплекса.

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

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

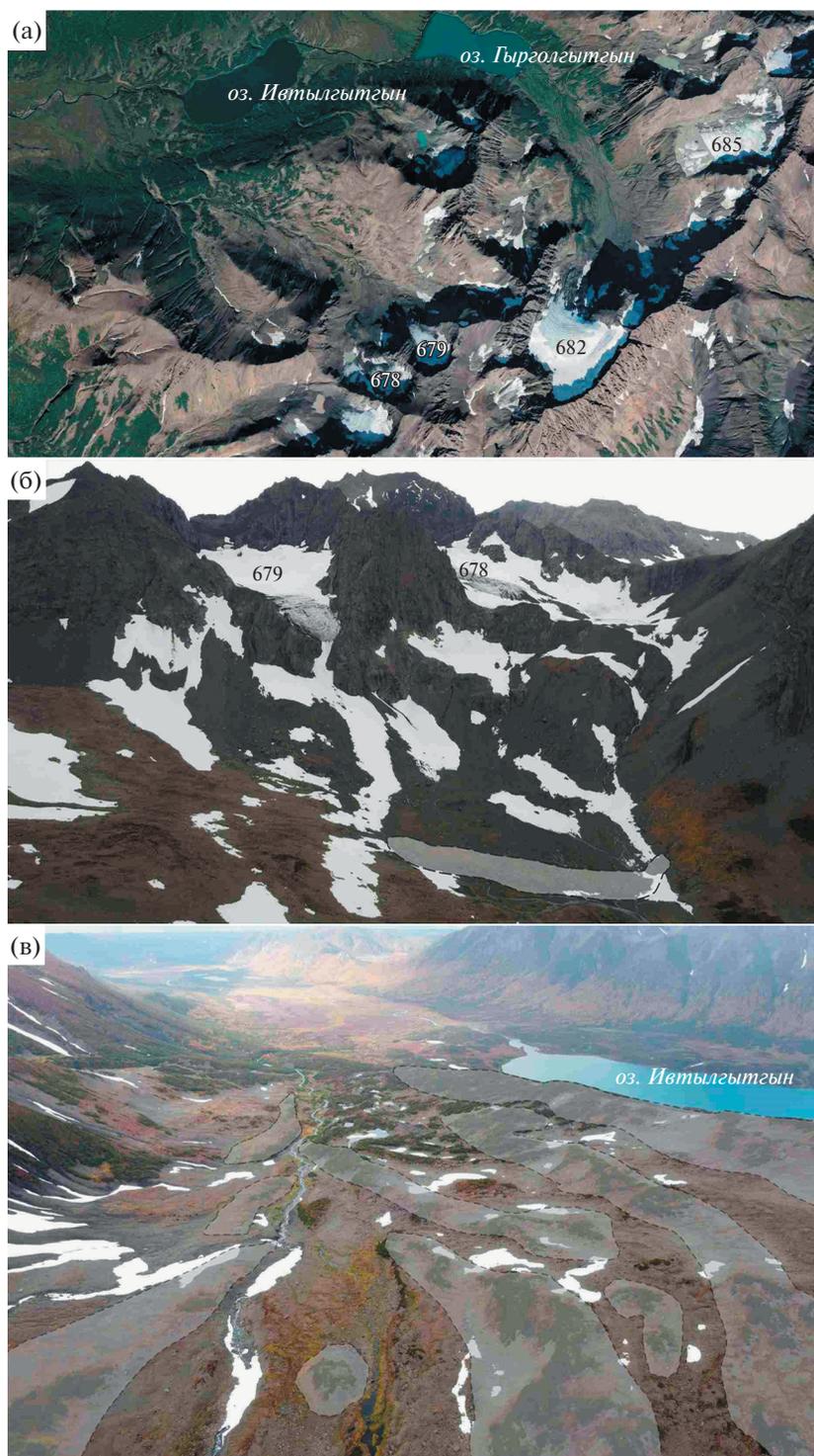
Русло р. Евъваям в среднем и нижнем течении меандрирующее, шириной 20–40 м. По всей длине реки отмечаются участки поймы шириной до 20 м, сложенные галечно-мелковалунным (диаметр обломков 5–20 см) материалом плохой и средней окатанности. Висячие долины притоков р. Евъваям имеют устьевые ступени высотой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

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

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

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

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



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

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

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

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

площадь ~1.5 км<sup>2</sup>. От истока р. Евъваям она удалена на 8 км. Высота гряды 87–95 м над у. м., в центральной части она прорезана рекой, которая вскрывает ледниковые отложения на глубину до 20 м. Поверхность гряды покрыта лишайниками и мхом, а также разреженными кустарниками и кедровым стлаником с сомкнутостью крон 0.2–0.3. На поверхности встречается множество хорошо окатанных валунов преимущественно туфов и базальтовых порфиритов (говенский комплекс) размером до 5 м.

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

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

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

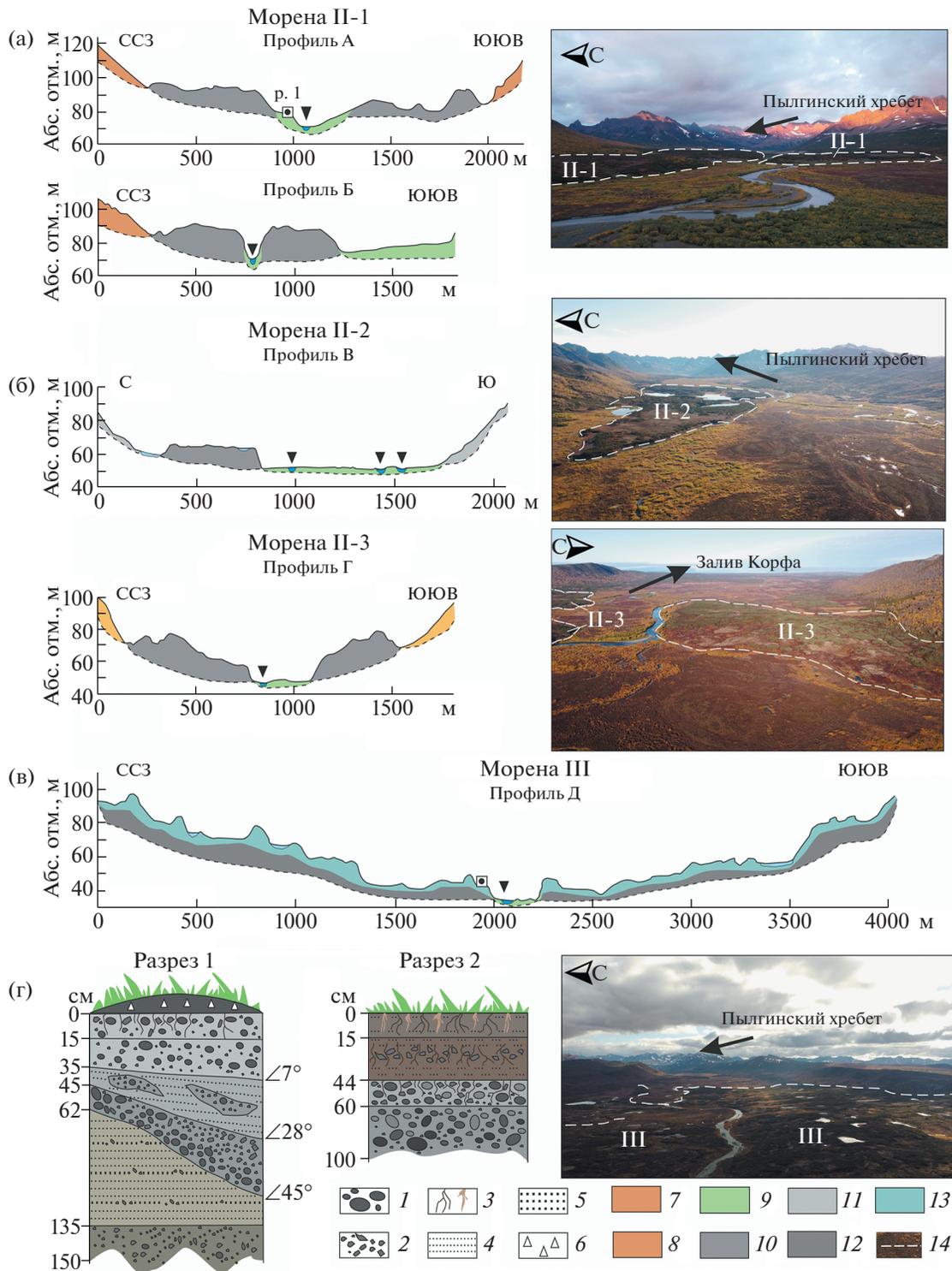
На левом берегу реки моренный вал не наблюдается, что, вероятнее всего, связано с его переработкой флювиогляциальными потоками.

*Моренная гряда II-3* выделяется на обоих берегах р. Евъваям (рис. 5, (б)) на расстоянии 15.5 км от истока и занимает площадь ~1 км<sup>2</sup>. Ее поверхность бугристо-ямчатая, высота отдельных бугров достигает 25–30 м от уреза реки (45 м над у. м.). На наиболее высоких участках морены наблюдаются скопления крупных (до 5 м в диаметре) валунов пород вулканического состава (туфы, туфопесчаники, базальты). Поверхность морены полностью закреплена почвенно-растительным покровом с преобладанием кустарников.

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

*Моренный комплекс III.* В низовьях р. Евъваям на расстоянии 19 км от истока выделяется комплекс древних конечных морен (рис. 5, (г)) общей площадью 48 км<sup>2</sup>. Это заболоченная пологоволнистая равнина с тундровой и разреженной кустарниковой растительностью и с редкими выходами ледниковых отложений на поверхность. На цифровой модели рельефа здесь выделяется не менее 7 гряд древних конечных морен шириной 0.2–0.6 км. Они имеют пологие (4–8°) склоны и разделены межгрядовыми понижениями с небольшими озерами. Морены в значительной степени переработаны – эродированы потоками талых вод и деятельностью моря. Высота поверхности комплекса колеблется от 45–60 м над у. м. в центре долины до 80–100 м над у. м. в краевых частях. Глубина вреза реки в эту поверхность составляет до 40 м над у. м. в верхнем течении и до 12 м над у. м. в устье.

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



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

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

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

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

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

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

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

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

←

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

#### ОЦЕНКА ХРОНОЛОГИИ ОЛЕДЕНЕНИЯ В ДОЛИНЕ р. ЕВЪВАЯМ

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

## ВЫВОДЫ

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

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

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

## БЛАГОДАРНОСТИ

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

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

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

- URL: [http://www.geolkart.ru/list\\_200.php?idlist=O-58-V&idlist\\_d=G&gen=2&g=1](http://www.geolkart.ru/list_200.php?idlist=O-58-V&idlist_d=G&gen=2&g=1) (дата обращения: 25.05.2022)
- Глушкова О.Ю., Гуалтиери Л. (1998). Особенности позднечетвертичного оледенения северной части Корякского нагорья // Изменение природной среды Берингии в четвертичный период. Магадан: СВНЦ ДВО РАН, С. 112–132.
- Десярченко Ю.П., Баранова Ю.П. (1959). Основные этапы развития Корякской горной системы и Анадырской низменности // Мат-лы Второго Всесоюзн. геоморф. совещания. М.: Изд-во ГО СССР, С. 9.
- Десярченко Ю.П. (1961). Древнее оледенение Корякской горной системы // Проблемы четвертичного оледенения Сибири и Дальнего Востока. Л.: Тр. ВСЕГЕИ, Вып. 64. С. 135–140.
- Зубаков В.А. (1961). Проблемы четвертичного оледенения Сибири и Дальнего Востока // Труды ВСЕГЕИ. Т. 64. 159 с.
- Каталог ледников СССР. Т. 20. Камчатка. Ч. 1. Корякское нагорье. Дополнительные материалы к т. 14, вып. 2, ч. 6. Бассейн р. Акшийрака / Е.К. Баков, О.Н. Виноградов, Г.И. Коновалова и др. (1982). М.–Л.: Гидрометеоздат, 78 с.
- Катранжи О.В. (2017). Экобиоморфный, экологический и ценотический состав флоры на участках “мыс Говена”, “бухта Лаврова” государственного природного заповедника “Корякский” // Сохранение биоразнообразия Камчатки и прилегающих морей / М-лы XVII междунар. конф. Петропавловск-Камчатский, С. 315–321.
- Колосов Д.М. (1947). Проблемы древнего оледенения северо-востока СССР // Тр. ГГУ Главсевморпути. № 30. С. 173.
- Лямеборшай С.Х. (2004). Основные принципы и методы экологического лесопользования. М.: ВНИИЛММПР, 282 с.
- Нешатаева В.Ю., Нешатаев В.Ю. (2018). Тундровая растительность полуострова Говена (Корякский округ Камчатского края) // Фиторазнообразие Восточной Европы. Тольятти: Институт экологии Волжского бассейна РАН, Т. 12. № 4. С. 65–93.
- Петров О.М. (1976). Геологическая история Берингова пролива в позднем кайнозое // Берингия в кайнозое. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, С. 28–32.
- Сакс В.Н. (1959). Некоторые спорные вопросы истории четвертичного периода в Сибири // Тр. НИИГА. Т. 96. № 8. С. 151–163.
- Свиточ А.А. (1959). Катастрофические события в палеогеографии плейстоцена // Вестник Московского ун-та. Сер. 5. География. № 3. С. 11–19.
- Геология СССР. Т. XXX. Северо-Восток СССР. Геологическое строение. Кн. 1 / А.В. Сидоренко. (1970). М.: Недра, 548 с.
- Соколов С.Д. (2010). Очерк тектоники северо-востока Азии // Геотектоника. № 6. С. 60–78.
- Стрелков С.А., Сакс В.Н., Архипов С.А., Волкова В.С. (1965). Проблема четвертичных оледенений Сибири // Основные проблемы изучения четвертичного периода. М.: Наука, С. 188–205.
- Фотиев С.М. (2006). Современные представления об эволюции криогенной области Западной и Восточной Сибири в плейстоцене и голоцене // Криосфера Земли. Т. 10. № 2. С. 3–26.
- Шило Н.А., Ложкин А.В., Андерсон П.М. и др. (2005). Новые радиоуглеродные и палеоботанические данные о развитии ледниковых озер Чукотки // ДАН. Т. 404. № 5. С. 687–689.
- Шило Н.А., Ложкин А.В., Андерсон П.М. и др. (2005). Первые радиоуглеродные датировки и палинологическая характеристика верхнеплейстоценовых интерстадиальных озерных отложений Южной Чукотки // ДАН. Т. 403. № 6. С. 821–823.
- Чемехов Ю.Ф. (1961). Проблемы четвертичного оледенения Северо-Востока и Дальнего Востока СССР // Пробл. четвертич. оледенения Сибири и Дальнего Востока. Л.: ОНТИ ВСЕГЕИ, С. 120–135.
- Barr I.D., Clark C.D. (2012). Late Quaternary glaciations in Far NE Russia; combining moraines, topography and chronology to assess regional and global glaciation synchrony // Quaternary Science Reviews. Vol. 53. P. 72–87. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2012.08.004>
- Batchelor C.L., Margold M., Krapp M. et al. (2019). The configuration of Northern Hemisphere ice sheets through the Quaternary // Nature communications. Т. 10. No. 1. С. 1–10.
- Brigham-Grette J., Gualtieri L.M., Glushkova O.Y. et al. (2003). Chlorine-36 and <sup>14</sup>C chronology support a limited last glacial maximum across central Chukotka, northeastern Siberia, and no Beringian ice sheet // Quaternary Research. Vol. 59. No. 3. P. 386–398. [https://doi.org/10.1016/S0033-5894\(03\)00058-9](https://doi.org/10.1016/S0033-5894(03)00058-9)
- Glushkova O.Yu. (1992). Paleogeography of Late Pleistocene glaciation of North-Eastern Asia // Proceedings of the international conference of Arctic Margins, Russian Academy of Sciences, Far East Branch, Northeast Science Center, Magadan. С. 339–344.
- Glushkova O.Yu. (2011). Late Pleistocene glaciations in North-East Asia // Developments in Quaternary Sciences. Elsevier. Т. 15. P. 865–875. <https://doi.org/10.1016/B978-0-444-53447-7.00063-5>
- Gualtieri L., Glushkova O., Brigham-Grette J. (2000). Evidence for restricted ice extent during the last glacial maximum in the Koryak Mountains of Chukotka, Far Eastern Russia // Geological Society of America Bull. Vol. 112. № 7. P. 1106–1118. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(2000\)112<1106:EFRIED>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(2000)112<1106:EFRIED>2.0.CO;2)
- Heiser P.A., Roush J.J. (2001). Pleistocene glaciations in Chukotka, Russia: moraine mapping using satellite synthetic aperture radar (SAR) imagery // Quaternary Science Reviews. Т. 20. No. 1–3. P. 393–404. [https://doi.org/10.1016/S0277-3791\(00\)00109-8](https://doi.org/10.1016/S0277-3791(00)00109-8)
- Stauch G., Gualtieri L. (2008). Late Quaternary glaciations in northeastern Russia // Journal of Quaternary Science: Published for the Quaternary Research Association. Vol. 23. No. 6–7. P. 545–558. <https://doi.org/10.1002/jqs.1211>

## GEOMORPHOLOGY AND THE FORMATION HISTORY OF GLACIAL MATERIALS OF THE EV'VAYAM RIVER VALLEY (KORYAK HIGHLANDS)<sup>2</sup>

M. S. Lukyanycheva<sup>a,b,#</sup>

<sup>a</sup> Institute of Geography RAS, Moscow, Russia

<sup>b</sup> Melnikov Permafrost Institute SB RAS, Yakutsk, Russia

<sup>#</sup>E-mail: mashluk95@igras.ru

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

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

### ACKNOWLEDGEMENTS

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

### REFERENCES

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

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

- ern Okhotsk) in the late Quaternary. *Geomorfologiya*. No. 2. P. 50–61. (in Russ.)
- Geological map. P-58-XXXV, O-58-V, scale 1:200,000, second edition. (2000). [Electronic resource]. URL: [http://www.geolkarta.ru/list\\_200.php?idlist=O-58-V&idlist\\_d=G&gen=2&g=1](http://www.geolkarta.ru/list_200.php?idlist=O-58-V&idlist_d=G&gen=2&g=1) (access date: 05/25/2022)
- Glushkova O.Yu. (2011). Late Pleistocene glaciations in north-east Asia. *Developments in Quaternary Sciences. Elsevier*. T. 15. P. 865–875. <https://doi.org/10.1016/B978-0-444-53447-7.00063-5>
- Glushkova O.Yu., Gualtieri L. (1998). Peculiarities of Late Quaternary glaciation in the northern part of the Koryak Highlands. *Izmenenie prirodnoi sredy Beringii v chetvertichnyi period*. Magadan: SVNC DVO RAN (Publ.), P. 112–132. (in Russ.)
- Glushkova O.Yu. (1992). Paleogeography of late Pleistocene glaciation of north-eastern Asia. *Proceedings of the international conference of Arctic Margins, Russian Academy of Sciences, Far East Branch, Northeast Science Center*. Magadan. P. 339–344.
- Gualtieri L., Glushkova O., Brigham-Grette J. (2000). Evidence for restricted ice extent during the last glacial maximum in the Koryak Mountains of Chukotka, Far Eastern Russia. *Geological Society of America Bulletin*. T. 112. No. 7. P. 1106–1118. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(2000\)112<1106:EFRIED>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(2000)112<1106:EFRIED>2.0.CO;2)
- Heiser P.A., Roush J.J. (2001). Pleistocene glaciations in Chukotka, Russia: moraine mapping using satellite synthetic aperture radar (SAR) imagery. *Quaternary Science Reviews*. Vol. 20. No. 1–3. P. 393–404. [https://doi.org/10.1016/S0277-3791\(00\)00109-8](https://doi.org/10.1016/S0277-3791(00)00109-8)
- Bakov E.K., Vinogradov O.N., Konovalova G.I. et al. (Eds.). (1982). *Katalog lednikov SSSR. T. 20. Kamchatka. Chast' 1. Koryakskoe nagor'e. Dopolnitel'nye materialy k t. 14, vyp.2, chasti 6. Bassein r. Akshiraka* (Catalog of glaciers of the USSR. Vol. 20. Kamchatka. Part 1. Koryak Highlands. Supplementary Materials for Volume 14, Issue 2, Part 6. Basin of the Akshiyrak River). M.–L.: Gidrometeoizdat (Publ.), Vol. 20. 78 p. (in Russ.)
- Katranzhi O.V. (2017). Ecobiomorphic, environmental and cenotic composition of flora on the areas of “Goven Cape”, “Lavrova Bay” of the state nature reserve “Koryaksky”. *Sokhranenie bioraznobraziya Kamchatki i prilegayushchikh morei. M-ly XVII mezhdunar. konf. Petropavlovsk-Kamchatskii*. P. 315–321. (in Russ.)
- Kolosov D.M. (1947). Problemy drevnego oledeniya severo-vostoka SSSR (Problems of Ancient Glaciation in the North-East of the USSR). *Tr. GGU Glavsevmorputi*. No. 30. 173 p. (in Russ.)
- Lyameborshay S.Kh. (2004). *Osnovnye printsipy i metody ekologicheskogo lesopol'zovaniya* (Basic principles and methods of ecological forest management). M.: VNIILMMPR (Publ.), 282 p. (in Russ.)
- Neshataeva V.Yu., Neshataev V.Yu. (2018). Tundra vegetation of the Goven peninsula (Koryak district of Kamchatka region). *Fitoraznobraziye Vostochnoi Evropy*. Tolyatti: Institut ekologii Volzhskogo basseina RAN (Publ.), Vol. 12. No. 4. P. 65–93. (in Russ.)
- Petrov O.M. (1976). Geological history of the Bering Strait in the late Cenozoic. *Beringiya v kainozoe*. Vladivostok: DVNC AN SSSR (Publ.), P. 28–32. (in Russ.)
- Saks V.N. (1959). Some controversial questions of the history of the Quaternary period in Siberia. *Tr. NIIGA*. 96. 8. P. 151–163. (in Russ.)
- Shilo N.A., Lozhkin A.V., Anderson P.M. et al. (2005). New radiocarbon and paleobotanical data on the development of glacial lakes in Chukotka. *Doklady Akademii nauk*. Vol. 404. No. 5. P. 687–689. (in Russ.)
- Shilo N.A., Lozhkin A.V., Anderson P.M. et al. (2005). The first radiocarbon dates and palynological characteristics of the Upper Pleistocene interstadial lacustrine deposits of South Chukotka. *Doklady Akademii nauk*. Vol. 403. No. 6. P. 821–823. (in Russ.)
- Sidorenko A.V. (Ed.). (1970). *Geologiya SSSR. T. XXX. Severo-vostok SSSR. Geologicheskoe stroenie. Kniga 1* (Geology of the USSR. V. XXX. North-East of the USSR. Geological structure. Book 1.). M.: Nedra (Publ.), 548 p. (in Russ.)
- Sokolov S.D. (2010). Sketch of tectonics of northeast Asia. *Geotektonika*. No. 6. P. 60–78. (in Russ.)
- Stauch G., Gualtieri L. (2008). Late Quaternary glaciations in northeastern Russia. *Journal of Quaternary Science: Published for the Quaternary Research Association*. No. 23. No. 6–7. No. 545–558. <https://doi.org/10.1016/j.yqres.2010.04.003>
- Strelkov S.A., Saks V.N., Arkhipov S.A., Volkova V.S. (1965). Problem of Quaternary glaciations in Siberia. *Osnovnye problemy izucheniya chetvertichnogo perioda*. P. 188–205 (in Russ.)
- Svitoch A.A. (2010). Catastrophic events in Pleistocene paleogeography. *Bulletin of Moscow University. Series 5. Geography*. No. 3. P. 11–19. (in Russ.)
- Verkhovskaya N.B. (1986). *Pleistotsen Chukotki* (Pleistocene of Chukotka). *Palinostratigrafiya i osnovnye paleogeograficheskie sobytiya*. Vladivostok: DVNTs AN SSSR (Publ.), 116 p. (in Russ.)
- Zubakov V.A. (1961). *Problemy chetvertichnogo oledeniya Sibiri i Dal'nego Vostoka* (The current state of the problem of the Pleistocene glaciation in Siberia). *Trudy VSEGEI*. T. 64. 159 p. (in Russ.)