

Подземные льды и наледы

УДК 551.328:551.324

Наледность криолитозоны и прирост русловой сети

© 2014 г. В.Р. Алексеев

Институт мерзлотоведения имени П.И. Мельникова СО РАН, Якутск
Институт географии имени В.Б. Сочавы СО РАН, Иркутск
Snow@irk.ru

Aufeises of the Siberian permafrost zone and increase of the river channel nets

V.R. Alekseev

Institute of Permafrost, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, Yakutsk
Institute of Geography, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, Irkutsk

Статья принята к печати 26 марта 2014 г.

*Криогенные явления, наледы, наледный руслогенез, русловая сеть, криолитозона.
Aufeises, aufeis channel genesis, river channel network, cryogenic phenomena, permafrost zone.*

Суммарная площадь наледей подземных вод в криолитозоне Восточной Сибири и Дальнего Востока ($F = 7,6$ млн км²) составляет около 50 тыс. км² (0,66% территории), а общее их число превышает 60 тысяч. Наибольшее количество ледяных полей формируется в долинах рек 2–5 порядков. Здесь чётко проявляется руслообразующий эффект наледных процессов, который выражается в возникновении новых каналов стока по отношению к участкам реки выше и ниже наледной поляны. Этот показатель хорошо коррелирует с наледностью речных бассейнов, морфоструктурными и мерзлотно-гидрогеологическими условиями. Наледная многоорукавность малых и средних рек прослеживается на протяжении десятков километров без перерыва, при этом отмечается её активная изменчивость во времени и пространстве. Прирост русловой сети ρ_r , приходящий на одну наледь, увеличивается от 3,5 км в горах юга Восточной Сибири до 23 км в Верхояно-Колымской горной стране и на Чукотке. На равнинах и в межгорных котловинах Байкальской рифтовой системы величина ρ_r уменьшается до 2,2 км, что обусловлено уменьшением размеров ледяных массивов. В среднем прирост русловой сети на одну крупную наледь подземных вод составляет 12,2 км, а общий прирост в области сплошной и прерывистой вечной мерзлоты оценивается в 690 тыс. км.

Unique phenomenon of the permafrost zone that is aufeises (surface icings) formed by groundwater outflows is analyzed in this work. Total area of such aufeises in the permafrost zone (total area $F = 7.6$ million km²) of East Siberia and Far East roughly amounts to 50 000 km² (i.e. 0.66% of the whole territory), and the quantity exceeds 60 thousand. There is a specific channel-forming process in this area which is expressed in creation of new runoff channels due to influence of newly formed aufeises. This results in a certain increase of a river channel net relative to the river course higher and lower of an aufeis glade. Increase of the net with respect to one aufeis changes from 3.5 km in mountains in south of East Siberia up to 23 km in the Verkhoyansk-Kolyma mountain area and on the Chukchi Peninsula.

Введение

Ранее было показано большое значение наледей в развитии руслообразующих процессов в районах распространения вечной мерзлоты [2, 4, 13, 14]. Выявлены стадийность развития наледных участков речных долин и типы морфологической структуры речной сети в пределах наледных полей. Установлено, что в местах постоянного формирования крупных наледей подземных вод русло реки разбивается на ряд мелких ветвящихся рукавов, которые обычно вновь соединяются на выходе из зоны наледообразования и таким образом существенно трансформируют гидравлические характеристики водного потока, увеличивают его суммарную длину и в целом изменяют инженерно-геологические и эколого-географические условия освоения местности.

Интегральным показателем воздействия наледей на развитие русловой сети может служить величина прироста каналов стока в локальной зоне наледообразования, отнесённая к длине наледного участка

реки или к площади наледной поляны. Этот показатель можно считать квазипостоянным, поскольку в течение десятков лет меняются местоположение и конфигурация русел наледных водотоков, но практически неизменными остаются некоторые их характеристики – суммарные длина и ширина, средняя глубина, средний коэффициент извилистости, густота и др. Прирост русловой сети на наледных полях достаточно просто определяется по крупномасштабным аэро- и космическим снимкам, что открывает широкие возможности для выявления не только местных, но и зонально-региональных особенностей криогенного руслообразования.

Исследования в данном направлении выполнены на основе Каталогов наледей [1, 5–7, 9–11, 15–17], отражающих средние многолетние параметры ледяных массивов, формирующихся при послойном намораживании подземных вод. Данные каталогов и полевые наблюдения на специальных наледных полигонах, расположенных в различных

районах Сибири и Дальнего Востока, позволили определить суммарный руслообразующий эффект наледных явлений и его пространственное распределение в зависимости от характеристик наледности криолитозоны.

Наледность криолитозоны

Масштабы развития наледных процессов характеризует относительная наледность территории c – выраженное в процентах отношение суммарной площади ледяных массивов в период их максимального развития ΣF_n к общей площади рассматриваемого района F , т.е. $c = 100\Sigma F_n/F$. Величина c рассчитывается для каждого типа наледей (речных, подземных, ледниковых, талых снеговых вод) или для всех типов. В практике научных исследований обычно применяется показатель $c_{пв}$, обеспеченный намораживанием подземных вод. Используется также коэффициент наледности водотоков k_n , показывающий, какую часть длины реки L_p занимают наледи L_n речных или подземных вод: $k_n = L_p/L_n$ [3].

В данной статье приводятся сведения, касающиеся наледей подземных вод. Формирование таких наледей зависит от сложного комплекса природных факторов, определяющих условия водо- и энергообмена в заданной точке географического пространства. Особенно активно наледы рассматриваемого типа образуются в областях сплошного и прерывистого распространения вечной мерзлоты. Здесь они встречаются практически во всех речных долинах и впадинах. Иногда их можно увидеть на склонах гор и на водораздельных седловинах. Наибольших размеров наледи подземных вод достигают в арктических районах и в горах на участках контрастных неотектонических движений – в Якутии, на Чукотке, в Хабаровском крае, в Забайкалье и Прибайкалье, на Алтае [3], а также на Шпицбергене, в горных районах Аляски, Средней Азии, в Тибете [18–20].

Площадь отдельных ледяных массивов может составлять десятки квадратных километров, при этом удельные запасы воды во льду вполне соизмеримы с запасами воды в снежном покрове. В южных районах, характеризующихся прерывистым и островным распространением вечной мерзлоты, число наледей на единицу площади увеличивается, однако средние их размеры уменьшаются (рис. 1). Мощность наледей подземных вод в некоторых горных долинах достигает 10–12 м. В среднем же толщина льда колеблется в пределах 1,0–2,5 м. Питание наледей определяется сложной системой водопоглощающих и водовыводящих таликов. В ледниковых районах оно зависит от количества и высотного положения перигляциальных озёр, которые представляют собой естественные регуляторы поверхностного и подземного стока.

Обычно наледи подземных вод из года в год формируются в одних и тех же местах, условно

называемых *наледными полями*. Наледные поляны представляют собой расширенные, относительно ровные участки дна долин с лугово-кустарниковой растительностью среди леса или без неё, на них ярко выражены криогенные формы руслообразования. Установлен комплекс индикационных признаков наледных полей, на основании которого определяются средние многолетние характеристики ледяных массивов, их местоположение и динамика [2]. Ландшафтно-индикационный метод использован для составления каталогов наледей Верхояно-Колымской горной страны, Чукотки, Приохотья, плато Путорана, Южной Якутии, зоны БАМ, Забайкалья и Прибайкалья, центральной части Восточного Саяна [1, 5–7, 9–11, 15–17]. Эти материалы позволили определить количественные показатели наледности криолитозоны и на их основе оценить значение наледей в формировании русловой сети.

Относительная наледность в криолитозоне колеблется в широких пределах. На равнинах и в низкогорных районах она наименьшая ($c_{пв} = 0,01 \div 0,1$), в горно-складчатых областях – наибольшая ($c_{пв} = 0,1 \div 1,0$). Чем контрастнее рельеф местности, активнее неотектонические движения и ниже средняя годовая температура воздуха, тем выше доля территории, ежегодно занимаемой наледным льдом. Так, на плато Путорана, сложенного покровом вулканических образований, относительная наледность в среднем составляет 0,37% при максимуме 0,87%; наледность Станового нагорья, отличающегося резко расчленённым рельефом и мощной прерывистой вечной мерзлотой, характеризуется повышением значения $c_{пв}$ до 0,69%, а на Северо-Востоке России со сложной системой промороженных горных хребтов и плоскогорий эта величина увеличивается до 1,0%. По мере повышения суровости геофизиологических условий увеличиваются и средняя площадь, длина и ширина наледей (табл. 1–6).

В процессе исследований выявлена зависимость некоторых характеристик наледей от порядка и длины водотоков, в долинах которых они формируются (рис. 2). Порядки водотоков примерно соответствуют градации протяжённости рек, принятой в гидрологии. В среднем по району, чем выше порядок речной долины, тем больше средняя ширина наледей подземных вод и их объём и тем меньше мощность наледного льда и коэффициент наледности водотоков. Эта тенденция проявляется и далее по мере выхода речных систем на предгорные равнины и низменности, однако, начиная с рек 5–6 порядков, объём наледей резко уменьшается и на реках длиной более 500 км они уже не формируются (заменяются пластами наледей речных вод). Наибольшее количество ледяных массивов с максимальными размерами во всех природных зонах находится в долинах рек 3–4 порядков (см. рис. 2).

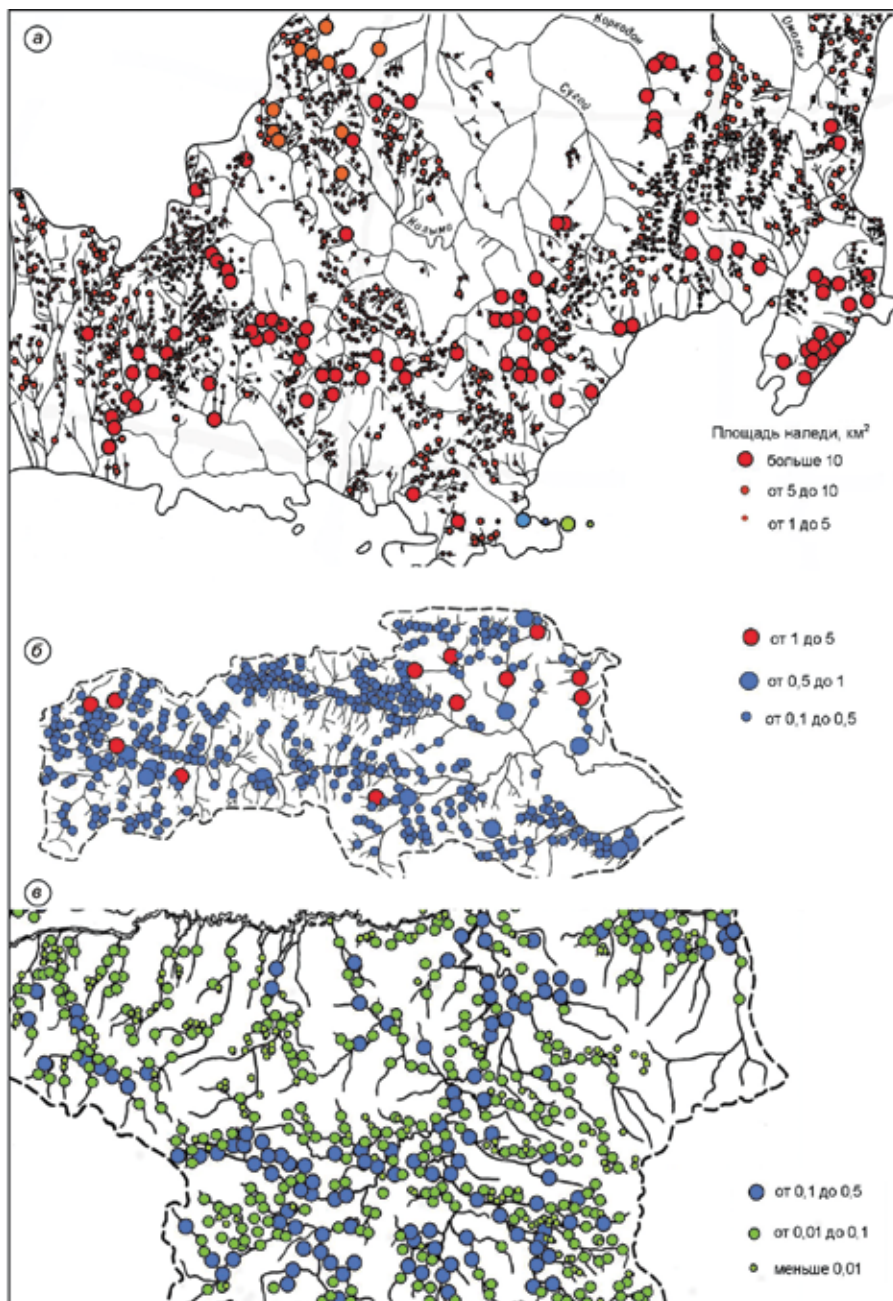


Рис. 1. Схемы распространения наледей подземных вод на территории Колымского нагорья (а), в бассейне р. Муи (Становое нагорье, зона БАМ) (б) и в южной части бассейна р. Иркут (хр. Хамар-Дабан и Тункинская долина) (в)

Fig. 1. Schematic maps for the distribution of groundwater-caused aufeis across the territory of the Kolyma Upland (a), within the Muya river basin (Stanovoe Upland, BAM zone (b), and in the southern part of the Irkut river basin (Khamar-Daban range, and Tunkinskaya valley (c)

Методика оценки влияния наледей на русловую сеть

Установлена полная идентичность большинства мерзлотно-геоморфологических и гидрологических процессов на наледных участках речных долин, расположенных в разных природно-климатических зонах и высотных поясах [2]. Практически на всех стадиях наледного руслогенеза меняются лишь относительные размеры элементов криогенной системы, но остаются постоянными схемы их взаимодействия. Этот важный вывод положен в основу изучения пространственно-временных закономерностей наледного регулиро-

вания эрозионно-аккумулятивных процессов, протекающих в криолитозоне.

В качестве показателя интенсивности развития руслообразующих процессов использована величина ρ , отражающая суммарный прирост протяжённости каналов стока ΣL_H на единицу длины наледной поляны во всю её ширину L_{HP} (км/км) или на единицу площади наледного участка долины F_H (км/км²): $\rho_l = \Sigma L_H / L_{HP}$; $\rho_F = \Sigma L_H / F_H$. Параметр ρ характеризует густоту речной сети в пределах наледной поляны без учёта длины магистрального водного потока. Для оценки региональных особенностей наледного руслогенеза приемлема также величина прироста

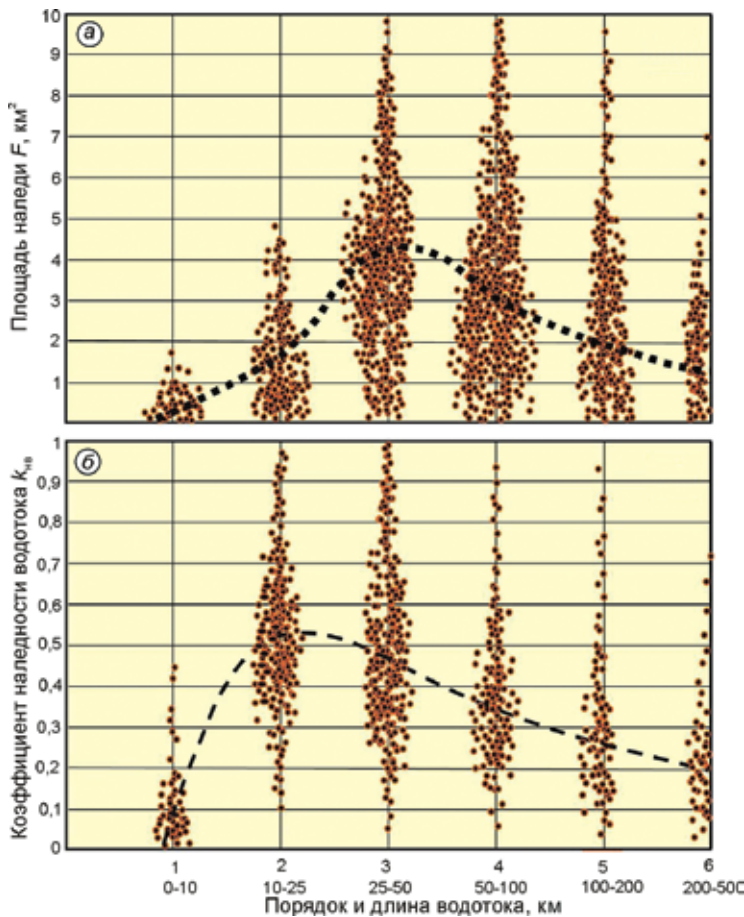


Рис. 2. Изменение некоторых характеристик наледности в зависимости от порядка и длины водотоков.

a – изменение площади наледей подземных вод с хорошо выраженными наледными полянами (плато Пutorана); *b* – изменение коэффициента наледности водотоков, обеспеченной наледями речных и подземных вод, сформировавшихся в руслах рек Станового нагорья (реки Нижний Ингамакит, Средний и Верхний Сакуканы, Апсат, Чара), Хамар-Дабана (реки Хангарул, Тумусун, Зун-Мурин, Иркут) и Восточного Саяна (реки Большой Эден, Эгега, Уда). Пунктиром показано среднее значение характеристик

Fig. 2. Variation in some characteristics of the percentage of the aufeis-covered area versus the stream order and length.

a – variation in the area of groundwater-caused aufeis with clearly pronounced aufeis glades (Putorana Plateau); *b* – variation of the aufeis percentage coefficient of streams with aufeis produced by river waters and groundwater in the river channels of the Stanovoe Upland (the rivers: Lower Ingamakit, Middle and Upper Sakukan, Apsat, and Chara), Khamar-Daban (the rivers: Khangarul, Tumusun, Zun-Murin, and Irkut), and Eastern Sayan (the rivers: Bol'shoi Eden, Ugega, and Uda). Dashes show the mean value of the characteristics

длины рукавов реки, приходящаяся на одну наледь: $\rho_n = \Sigma L_o/n$, где ΣL_o – суммарный прирост русловой сети в речном бассейне, n – общее количество близиков по размеру наледей на этой же территории.

При изучении гидрографической структуры наледных участков долин целесообразно учитывать количество протоков m_n , возникших в результате эрозионно-аккумулятивных процессов в зоне наледообразования (прирост σ_l и σ_F определяется по следующим формулам: $\sigma_l = \Sigma m_n/L_{\text{нп}}$; $\sigma_F = \Sigma m_n/F_n$), а также отношение суммарной ширины русла водных потоков по характерным поперечным профилям дна долины $\Sigma b_{\text{нп}}$ к ширине русла реки выше b_v и ниже b_n наледного массива, ширине главной водной артерии в зоне наледообразования b_p или ширине всей наледной поляны $L_{\text{нп}}$. Аналогичным способом можно оценить и изменение глубин эрозионных форм рельефа.

Для оценки масштабов руслообразующих процессов мы использовали величину $\rho_l = 2,5$ км/км, полученную при изучении репрезентативных наледных участков долин в горных районах юга Восточной Сибири (см. табл. 1). Это – среднее значение для ледяных массивов с параметрами $F_n = 0,2 \div 3,7$ км², $L_{\text{нп}} = 1,4 \div 4,7$ км и $H_{\text{л}} = 1,5 \div 2,9$ м, определившими расширение русла до пределов $b_l = 100 \div 350$ м. Приведённые величины соответствуют преобладающему

диапазону характеристик наледей в области распространения сплошных и прерывистых многолетне-мёрзлых горных пород. Здесь $H_{\text{л}}$ – средняя мощность льда в конце периода наледообразования. Рассчитаны также осреднённые величины ρ_F и ρ_n для отдельных бассейнов и некоторых регионов в целом.

Приведённые далее данные относятся к зрелым наледным полянам преимущественно III и IV стадий развития, сформированным в результате функционирования крупнодебитных постоянно действующих источников подземных вод. Именно они хорошо фиксируются при аэрокосмической съёмке и использованы для составления опубликованных каталогов наледей [5, 9–11, 15, 17]. Наледи во II стадии развития обычно не имеют чётких границ, образуются не каждый год, имеют небольшую мощность, и их руслообразующее значение невелико, хотя в пределах зоны наледообразования часто закладываются будущие многочисленные каналы стока.

Прирост русловой сети на наледных участках речных долин

Руслообразующий эффект наледных явлений находится в хорошей корреляционной связи с основными характеристиками наледности речных бассейнов, морфоструктурными и мерзлотно-ги-

Таблица 1. Сравнительная характеристика русловой сети репрезентативных наледных полей Восточной Сибири в зависимости от их площади и стадии развития

Регион	Наледь и стадия её развития	F, км ²	H _л , м	L _{нп} , км	Характеристика русла на 1 км длины реки*						Прирост русловой сети			
					ширина, м			глубина, м			ΣL _н , км	ρ _б , км/км	ρ _г , км/км ²	
					b _в	b _н	b _{нп}	h _в	h _н	h _{нп}				
Становое нагорье	Нижнеингамакитская	III	3,7	2,0	4,7	25	50	300	1,3	1,0	0,7	11	2,3	3,0
	Среднесакуканская	III	2,5	1,8	3,6	45	65	250	1,2	0,9	0,5	8	2,2	3,2
	Муруинская	III	2,2	2,0	2,4	40	55	350	1,2	1,0	0,3	7	2,9	3,2
Алданское нагорье	Леглиерская	II	0,9	2,8	2,8	15	22	150	0,8	0,9	0,4	6	2,1	6,6
	Самокильская	III	0,8	2,9	3,0	30	25	270	0,7	1,0	0,3	10	3,3	12,5
Восточные Саяны	Малая Эденская	II	0,3	1,5	1,5	8	15	120	0,8	0,5	0,3	3	2,0	10,0
	Большая Эденская	II	0,2	1,8	1,4	10	12	100	0,7	0,8	0,2	4	2,8	20,0
Среднее			1,5	2,1	2,8	25	35		1,0	0,8	0,3	7,0	2,5	8,3

*Индексы: b_в, b_н, b_{нп}, h_в, h_н, h_{нп} – ширина русла b и глубина водного потока h выше, ниже наледи и на наледной поляне в осеннюю межень, средняя. Остальные условные обозначения – см. текст.

Таблица 2. Характеристика наледей и прирост русловой сети на наледных участках долин в бассейнах рек Станового нагорья

Бассейн реки	Площадь бассейна, тыс. км ²	Относительная наледность, %	Характеристика наледей*				Прирост русловой сети, км			
			число		площадь, км ²	длина, км	ширина, км	всего	на одну наледь	на 1 км ²
			всего	на тыс. км ²						
Чара	9,6	1,04	220	23	100/1,040	425/1,93	47/0,215	1062	4,8	0,110
Муя	10,6	0,73	417	39	77/0,186	509/1,22	542/0,130	1272	3,1	0,120
Верхняя Ангара	21,8	0,31	475	22	68/0,140	538/1,13	43/0,090	1345	2,8	0,042
Всего	42,0		1112		245	1472	632	3679		
Среднее		0,69		28	0,455	1,43	0,145		3,5	0,090

*Для площади, длины и ширины наледей в числителе дано общее значение, в знаменателе – среднее.

Таблица 3. Характеристика наледей и прирост русловой сети в бассейнах рек плато Путорана

Бассейн реки, район	Площадь бассейна, тыс. км ²	Относительная наледность, %	Характеристика наледей*				Прирост русловой сети, км			
			число		площадь, км ²	длина, км	ширина, км	всего	на одну наледь	на 1 км ²
			всего	на 1 тыс. км ²						
Северо-западный	14,8	0,73	114	7,7	107,4/0,942	511/4,5	28/0,246	1277	11,2	0,086
Хета	32,7	0,31	206	6,3	192,9/0,631	734/3,6	48/0,233	1835	8,9	0,056
Маймеча	31,0	0,15	49	1,6	45,6/0,931	132/2,7	15/0,306	330	6,7	0,010
Котуй	24,1	0,04	4	0,2	9,5/2,375	17/4,3	2/0,500	42	10,6	0,001
Дудинка, Фокина	9,0	0,41	37	4,1	36,9/0,997	109/3,0	10/0,270	272	7,4	0,030
Норильская	20,9	0,85	160	7,7	178,0/1,113	543/3,4	43/0,269	1357	8,5	0,065
Хангайское вдхр.	28,8	0,40	123	4,3	115,2/0,937	358/2,9	35/0,285	895	7,3	0,031
Курейка	41,5	0,31	22	0,5	129,1/5,868	606/27,5	46/2,091	1515	68,9	0,036
Котуй (верховья)	29,1	0,87	260	8,9	253,8/0,976	1027/4,0	60/0,231	2567	9,9	0,088
Чириндах	14,6	0,80	58	4,0	117,0/2,017	248/4,3	21/0,362	620	10,7	0,042
Приенисейский	15,2	0,01	4	0,3	0,4/0,100	5/1,3	1/0,250	13	3,1	0,001
Северная	20,9	0,10	48	2,3	24,0/0,500	103/2,1	11/0,229	257	5,4	0,012
Ерачимо	11,7	0,10	27	2,3	12,1/0,448	56/2,1	5/0,185	140	5,2	0,012
Нимдэ, Кочумдек	13,8	0,05	26	1,9	7,1/0,273	53/2,0	3/0,115	132	5,1	0,009
Тутончана	25,9	0,10	66	2,5	26,3/0,398	195/3,0	10/0,152	487	7,4	0,019
Виви	26,8	0,62	215	8,0	166,4/0,774	889/4,1	39/0,181	2222	10,3	0,083
Тембенчи, Ямбукан	33,4	0,48	236	7,1	159,4/0,675	854/3,6	43/0,182	2135	9,0	0,064
Кочечум, Эмбенчмэ	39,3	0,41	265	6,7	160,4/0,605	1049/4,0	38/0,143	2622	9,9	0,067
Всего	433,5		2124		1741,5	7489	458	20220		
Среднее		0,37		4,2	0,820	3,5	0,216		11,4	0,040

*Для площади, длины и ширины наледей в числителе дано общее значение, в знаменателе – среднее.

дрогелогическими условиями территории. Прирост русловой сети ρ_n , приходящийся на одну наледь, в среднем увеличивается от 3,5 км в горах юга

Восточной Сибири (см. табл. 2) до 11,4 км на плато Путорана (см. табл. 3) и 23 км в Верхояно-Колымской горной стране и на Чукотке (см. табл. 4). На

Таблица 4. Характеристика наледей и прирост русловой сети на наледных участках долин в бассейнах рек Северо-Востока России

Наледная область, по О.Н. Толстихину (1974 г.)	Площадь области, тыс. км ²	Относи- тельная налед- ность, %	Характеристика наледей				Пере- ходный коэффи- циент*	Прирост русловой сети		
			число		площадь, км ²			общий, тыс. км	на одну наледь, км	на 1 км ²
			всего	на 1 тыс. км ²	общая	среднее				
Верхояно-Колымская	279,1	1,2	1026	3,7	2068	2,0	2,4	28,1	27,4	0,100
Полоусненско-Верхне-Колымская	135,2	1,3	534	3,9	1657	3,1	3,8	23,1	43,3	0,170
Приколымская	24,0	1,2	155	6,5	310	2,0	2,4	4,2	27,4	0,175
Яно-Колымская	78,3	1,2	604	7,7	810	1,3	1,6	11,0	18,2	0,140
Омолонская	53,5	1,0	350	6,5	564	1,6	1,9	7,6	21,6	0,142
Анойско-Чукотская	21,2	0,4	65	3,1	84	1,3	1,6	1,2	18,2	0,057
Охотско-Чукотская	115,5	0,9	836	7,2	977	1,2	1,5	14,3	17,1	0,124
Восточная	89,8	1,2	661	7,4	1130	1,7	2,1	15,8	23,9	0,176
Северная	140,0	0,6	415	3,0	771	1,9	2,3	10,8	26,2	0,077
Камчатско-Корякская	61,3	0,8	342	5,6	244	0,7	0,8	3,1	9,1	0,050
Пенджинско-Анадырская	14,5	0,8	74	5,1	100	1,4	1,8	1,5	20,5	0,103
<i>Всего</i>	1012,4		5062		8715			110,0		
Среднее		1,0		5,4		1,7	2,0		23,0	0,120

*Переходный коэффициент k_n представляет собой отношение средней площади наледей на Северо-Востоке России к средней площади наледей на плато Путорана. Введён в связи с отсутствием данных о протяжённости ледяных массивов для определения суммарной величины прироста русловой сети: $\Sigma L_0 = k_n(n\rho_F)$, где $\rho_F = 11,4$.

Таблица 5. Характеристика наледей и прирост русловой сети на наледных полях, расположенных вдоль трассы Байкало-Амурской железнодорожной магистрали на участке от Байкала до Нюкжи (622–1678 км)

Бассейн реки	Расстояние от г. Усть-Кут, км	Характеристика наледей*				Прирост русловой сети, км	
		число	площадь, км ²	длина, км	ширина, км	всего	на одну наледь
Верхняя Ангара	422–633	26	1,9/0,075	14,0/0,539	3,0/0,117	35,0	1,3
Муя	650–770	50	5,8/0,116	48,6/0,971	6,3/0,126	121,5	2,4
Витим	787–834	30	2,6/0,086	19,0/0,635	2,8/0,092	47,5	1,6
Конда	840–921	60	6,0/0,101	46,1/0,769	3,7/0,062	115,2	1,9
Малое Леприндо	925–927	4	0,2/0,043	1,6/0,392	0,3/0,085	4,0	1,0
Чара	944–1203	60	26,3/0,438	97,0/1,616	14,0/0,233	242,5	4,0
Хани	1210–1300	17	9,4/0,550	32,0/1,886	8,4/0,496	80,0	4,7
Олекма	1335–1395	11	4,8/0,432	11,0**/1,570**	0,7**/0,098**	27,5	2,5
Нюкжа	1405–1678	15	1,6/0,107	5,1**/0,854**	0,6**/0,094**	12,7	0,8
<i>Всего</i>		273	58,6	274,4	39,8	685,9	
Среднее			0,216	1,026	0,156		2,2

*Для площади, длины и ширины наледи в числителе дано общее значение, в знаменателе – среднее.**Данные: по Олекме – семь наледей, по Нюкже – шесть наледей.

Таблица 6. Общая характеристика наледности и прирост русловой сети на наледных полях Восточной Сибири и Северо-Востока России

Наледная область	Площадь области, тыс. км ²	Относи- тельная налед- ность, %	Характеристика наледей				Прирост русловой сети*		
			число		площадь, км ²		общий, тыс. км	на одну наледь, км	на 1 км ²
			всего	на 1 тыс. км ²	общая	среднее			
Северо-Восток России	1012,4	1,00	5062	5	8715	1,700	110,0	23,0	0,120
Плато Путорана	433,5	0,37	2124	5	1741	0,820	20,2	11,4	0,040
Приохотский	117,1	0,84	1249	11	985	0,789	13,6	10,9	0,116
Становое нагорье	42,0	0,69	1112	28	245	0,455	3,7	3,5	0,90
Юго-западное Прибайкалье	14,8	0,39	1403	95	120	0,085	–	–	–
<i>Всего</i>	1619,8		10950		11806		147,5		
Среднее		0,66		29		0,770		12,2	0,091

*Проверка в графе – нет данных.

равнинах и в пределах межгорных котловин Байкальской рифтовой системы величина ρ_n снижается до 2,2 км (см. табл. 5), что связано с общим уменьшением средних размеров ледяных полей.

В целом по региону и бассейнам рек прирост русловой сети ΣL_0 достигает гигантских значений. Например, в зоне БАМ на участке от Усть-Кута до Нюкжи в притрассовой полосе протяжённостью

1256 км, в пределах которой образуется 273 наледи протяжённостью $\Sigma L_0 = 274$ км при средней площади ледяных массивов $F_n = 0,216$ км², длина русловой сети за счёт активной деятельности наледных процессов увеличилась на 685 км, что свидетельствует, прежде всего, о повышенной наледной опасности на прилегающей к дороге территории (см. табл. 5). В бассейнах рек Чары (верховья), Муи и Верхней Ангары с общей площадью $F = 42$ тыс. км² прирост каналов стока на наледных участках долин $\Sigma L_0 = 3679$ км, т.е. около 80 м на каждый квадратный километр территории. В бассейнах рек плато Путорана общей площадью 433,5 тыс. км², в которых зафиксировано 2124 наледи, прирост русловой сети превысил 20,2 тыс. км – в среднем 11,4 км на одну наледь и 40 м на каждый квадратный километр обследованной территории. На Северо-Востоке России количество наледей увеличилось пропорционально площади речных бассейнов, резко возросли средняя площадь наледных полей и соответственно суммарная длина водотоков на наледных полянах.

Осреднённые данные по изученным регионам общей площадью более 1,5 млн км² приведены в табл. 6. Видно, что к востоку от Енисея прослеживается чётко выраженная тенденция увеличения масштабов наледного регулирования руслообразующих процессов с юго-запада, от хребтов Восточного Саяна, на северо-восток до Чукотки включительно. В этом же генеральном направлении, как известно, повышается и суровость климатических и геокриологических условий. В южных районах Восточной Сибири и Дальнего Востока, где преобладает островная вечная мерзлота, наледность территории примерно вдвое меньше, чем в северных областях криолитозоны, хотя практически все русла рек на 60–70% своей длины покрыты гетерогенными образованиями – нижняя их часть сложена речным кристаллическим льдом, а верхняя – наледным. Аналогичная вертикальная структура ледяного покрова наблюдается и на многих горных реках Севера – преимущественно на тех участках, которые расположены между крупными ледяными массивами (тарынами). Большая часть этой русловой системы находится в I или V стадиях развития, т.е. толща льда повсеместно распространяется на пойму, занимая всё «нормальное» поперечное сечение потока, но не выходит за его пределы. В результате эффект криогенного воздействия на руслообразующие процессы сводится преимущественно к разрушению береговых склонов во время весенних паводков и расширению русла за счёт термоэрозионных явлений. Таким образом, «дополнительные» рукава и протоки криогенного происхождения здесь не формируются, но существенно меняются форма и размеры канала стока – они становятся широкими и плоскими. Характерный признак таких рек – выровненный

продольный профиль ложа, длинные мелководные перекапы или плёсы.

Приведенные материалы показывают, что наледи в криолитозоне играют весьма существенную, а во многих случаях ведущую роль в формировании и динамике структуры русловой сети, причём значение наледного регулирования руслообразующих процессов меняется и в пространстве, и во времени.

Многолетняя изменчивость конфигурации наледной русловой сети в криолитозоне

Даже в самых суровых климатических условиях криолитозона пронизана водопоглощающими и водовыводящими таликами, местоположение и конфигурация которых долгое время остаются постоянными. Коренная перестройка водообменной системы происходит лишь в результате глубоких климатических преобразований, длящихся многие сотни и тысячи лет. Это означает, что наледи, образующиеся в зоне функционирования постоянно действующих источников подземных вод также квазипостоянны во времени – их объёмы колеблются около некоторых средних значений в зависимости от местных флуктуаций основных характеристик климата (температуры воздуха и атмосферных осадков). Однако в пространстве происходят существенные изменения, определяемые процессами саморазвития криогенной системы и набором случайных факторов. Относительно стабильное положение каналов стока сохраняется только в первую и пятую стадии развития наледных долин, когда ледовый комплекс не выходит за пределы уровня высокой поймы. В остальных случаях (в трансгрессивную, стабилизационную и регрессивную стадии) происходит ежегодное смещение русел, что обусловлено спецификой разрушения наледного льда и формированием криогенных форм рельефа. Важное значение имеет смещение геометрических центров ледяных массивов от борта к борту долины, а также вниз или вверх по течению реки.

Известно, что весной, в период снеготаяния, талые воды, распространяясь по обширному ледяному полю, прорезают каналы стока в разных местах, поэтому русловая сеть ежегодно меняет свою конфигурацию. Вместе с ней трансформируется и наледная поляна. Её динамичность, прежде всего, зависит от эрозионно-аккумулятивной деятельности раздробленных водных потоков. Часть наледной поляны может на некоторое время выходить из режима наледообразования, а затем вновь покрываться наледным льдом. В результате дно долины выравнивается и расширяется, а продольный профиль приобретает ступенчатый характер. Примечательно, что площадь многих наледей в отдельные годы увеличивается на 20–30%, при этом они распространяются в окрестные лесные массивы (за границу хорошо выраженной наледной поляны), где оставляют следы, похожие на прохождение высоких паводков.

У несведущих специалистов это вызывает недоумение или даже ложные выводы о режиме реки в тёплый период года. Некоторые наледы постоянно образуются в прибрежном лесу, на островах и создают эрозионные формы рельефа, близкие по форме к старицам, но генетически отличные от них. Такова известная гигантская наледь на р. Мома в Якутии (рис. 3). В некоторых случаях ледяные поля, наоборот, могут распадаться или резко сокращаться в размерах. Например, Кыра-Нехаранская наледь площадью около 100 км² в последние годы распалась на ряд обособленных массивов.

Ежегодная трансформация русловой сети на зрелых наледных полях не всегда заметна, поскольку каналы стока имеют низкие пологие берега и лишённые растительного покрова междуречья. Иногда наледное ложе превращается в широкий мелководный периодически осушающийся бассейн, в котором многочисленные следы перемещения водных потоков в период абляции ледяных массивов можно установить только с помощью специальных методов и наблюдений (рис. 4). Наиболее надёжный способ изучения многолетней изменчивости русловой сети — серийные аэрофото- и космические съёмки. Ценный материал даёт также сравнение топографических карт среднего и крупного масштабов, составленных (или обновлённых) в последние 60–70 лет.

Анализ имеющихся материалов показывает, что наледная многорукавность в долинах многих рек криолитозоны формируется не локально, а на протяжении многих десятков и даже сотен километров почти без перерывов (рис. 5). Причина этого заключается в региональных и местных разломах земной коры, по которым заложены и разработаны долины рек 3–6 порядков. Именно к тектоническим разломам разной степени генерации приурочены водовыводящие талики, обеспечившие питание крупнодебитных источников подземных вод и соответствующих им гигантских наледей-тарынов. Обращает на себя внимание также существенное превышение площадей древних наледных полей над площадями развития современной гидрографической сети (см. рис. 5). Это обстоятельство указывает на активность и многолетнюю изменчивость руслообразующих процессов не только в настоящее время, но и в отдалённом прошлом, видимо, на протяжении всего голоцена (10–12 тыс. лет), а также ранее. Данный аспект совершенно не изучен, хотя он имеет важное палеогеографическое значение, в частности, в связи с поисками и оценкой россыпных месторождений полезных ископаемых.

Обсуждение

Согласно последним данным [9, 12], площадь криолитозоны России составляет 10,7 млн км² — 65% территории государства, при этом область сплошной вечной мерзлоты занимает более

5,2 млн км² (49%), область прерывистых многолетнемерзлых пород — 2,4 млн км² (22%) и область массивно-островной и островной мерзлоты — 3,1 млн км² (29%). Территория, на которой встречаются крупные наледы подземных вод, фиксируемые на местности хорошо выраженными наледными полями, превышает 7,6 млн км² (71% криолитозоны). Её относительная наледность, определённая с учётом параметров более 10 тыс. ледяных полей, в среднем составляет 0,66% (см. табл. 6), или около 50 тыс. км². Если исключить из этой цифры погрешность 20%, обусловленную значительно меньшей встречаемостью наледей на низменных равнинах, то общая площадь, ежегодно занимаемая наледями подземных вод, составит примерно 40 тыс. км². Число же ледяных массивов со средней площадью 0,77 км² существенно превысит 60 тысяч. Много это или мало? Для сравнения укажем площадь $F_{л}$ и число $N_{л}$ ледников на материковой части России: $F_{л} = 2551$ км², $N_{л} = 1727$. Таким образом, в криолитозоне суммарная площадь наледного (конжеляционного) оледенения земной поверхности больше оледенения «классического» (сублимационного, осадочно-метаморфического) в 18 раз. Число же крупных наледей подземных вод Азиатской России существенно больше 60 тыс., т.е. превышает число ледников [8] в 35 раз. С учётом этих цифр суммарный прирост гидрографической сети в области сплошной и прерывистой мерзлоты ($F = 7,6$ млн км²) оценивается в 690 тыс. км.

Приведённые цифры не учитывают наледы смешанного происхождения (речных и подземных вод), заполняющие, по меньшей мере, 60% русел рек I–V порядков на остальной части области развития вечной мерзлоты. Протяжённость рек Сибири и Дальнего Востока этой категории (длиной до 500 км) — 6641 тыс. км. Примерно половина из них расположена в области сплошного и прерывистого распространения вечной мерзлоты. По ориентировочным оценкам, суммарная площадь наледей, занимающих всё русло реки, но не выходящих за границу стандартной поймы, составляет здесь 68 тыс. км², т.е. примерно столько, что и все наледы подземных вод с «фиксированным» ложем (тарыны). Таковы масштабы развития наледных явлений на востоке нашей страны.

Конечно, это лишь первое приближение к более точным расчётам, но оно даёт наглядное представление о значении наледного льда в руслообразовании и вообще в строении и динамике геосистем Севера. Гидрологическая, геоморфологическая и ландшафтообразующая роль наледей на этой территории многократно превышает аналогичную роль ледников. Основание для такого вывода дают не только приведённые выше данные о запасах льда, но и сравнение величин сезонного наледного и ледникового стока. Объём воды



Рис. 3. Большая Момская наледь (Улахан Тарын) на северо-востоке Якутии.

a – снимок с самолёта. Фото Сандро. Яндекс. Фотки...0_6020d_324d2b0_orig.; *б* – структура гидрографической сети после стаивания льда. Снимок из космоса. Google. Площадь Момской наледи по разным оценкам составляет 76–112 км², максимальная мощность достигает 6 м, средняя колеблется в пределах 3–4 м. Весной ширина ледяного поля превышает 2 км, при этом «заливаются» значительные участки леса и многочисленные острова

Fig. 3. Large Momskaya augeis (Ulakhan Taryn) in northeastern Yakutiya.

a – image taken from aircraft. Photo Sandro. Yandex. Fotki...0_6020d_1324d2b0_orig.; *б* – structure of hydrographic network after ice melt. Image from space. Google. According to different estimates, the area of the Moma augeis is 76–112 км², the maximum thickness reaches 6 m, and the mean thickness fluctuates within 3–4 m. In the spring-time, the width of the ice field exceeds 2 km, and considerable tracts of forest and numerous islands become «overflowed»

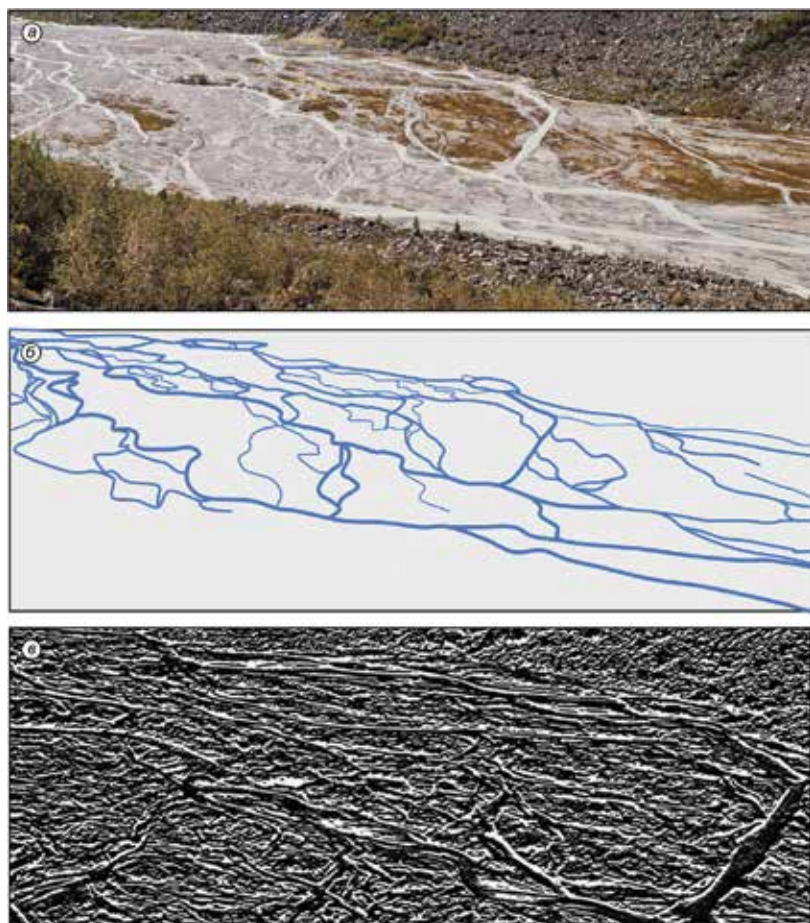


Рис. 4. Структура русловой сети на наледной поляне в долине р. Аккем. Алтай.

a – снимок с вертолета (NATA-SOLAR. Яндекс. Фотки...0_80592_66abc943_orig); *б* – конфигурация современной речной сети, определённая по фотоснимку; *в* – поверхность наледной поляны со следами эрозионной деятельности водных потоков («отфильтрованный» фрагмент снимка центральной части наледной поляны)

Fig. 4. Structure of channel network on the augeis glade in the valley of the Akkem river. Altai. *a* – image from helicopter (NATA-SOLAR. Yandex: Fotki...0_80592_66abc943_orig); *б* – configuration of the contemporary river network as determined from the photograph; *в* – surface of the augeis glade with evidence of erosion activity of water flows («filtered-out» fragment of the image of the middle part of the augeis glade)

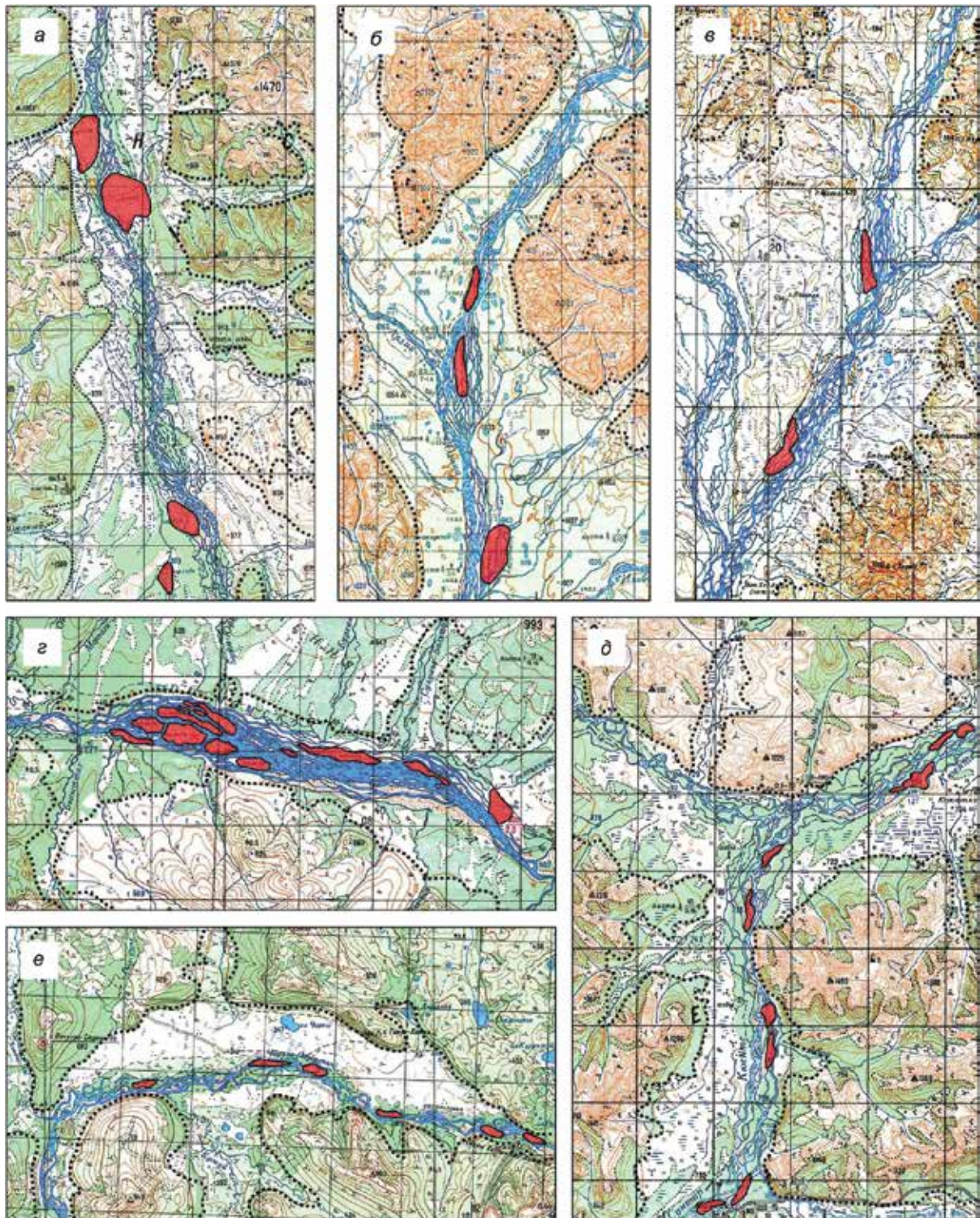


Рис. 5. Конфигурация русловой сети на участках формирования гигантских наледей-тарынов в долинах рек Верхояно-Колымской горной страны. Фрагменты топографических карт масштаба 1:100 000. Квадрат сетки 2 × 2 км. Долины рек: *а* – Куйдусун, *б* – Юдома, *в* – Иня, *г* – Мома, *д* – Сунтар и Кюенте, *е* – Чаркы. Точечной линией чёрного цвета показаны внешние границы древних и современных наледных полей; красным цветом выделены остатки наледей на дату топографической съёмки

Fig. 5. Configuration of channel network in tracts of formation of giant aufeis taryns in the river valleys of the Verkhoyansk-Kolyma mountain system. Fragments of topographic maps at a scale of 1:100 000. Grid square 2 × 2 km. Valleys of the rivers: *a* – Kuidusun, *b* – Yudoma, *v* – Inya, *g* – Moma, *d* – Suntar and Kyuente, and *e* – Charly. The dotted black line shows the outer boundaries of the old and contemporary aufeis glades; Residuals of aufeis as of the date of topographic survey are shown in red

от таяния наледей несоизмеримо больше водоотдачи ледников. Большинство наледей полностью разрушается в тёплый период года, их «деятельный слой» совпадает с толщиной наледного льда. Таким образом, все талые наледные воды поступают в речную сеть и активно участвуют в руслообразующих процессах. На ледниках же «работает» лишь верхняя маломощная часть массивов и только в области абляции, которая в большинстве случаев существенно меньше области аккумуляции.

Между тем, ледникам всегда и во всех регионах уделяли самое пристальное внимание. Даже сейчас описание небольшого ледничка где-нибудь в Прибайкалье или в Корякском нагорье называют чуть ли не географическим открытием. Наледям же в этом отношении не повезло — активно их стали изучать лишь 50–60 лет назад, но в последние 20–25 лет исследования полностью прекратили. В чём причины такой неудовлетворительной ситуации? Есть объективные факторы, связанные с перестройкой и социально-экономическим кризисом в стране — они очевидны. Но есть и субъективные мотивы — недопонимание многими учёными, инженерами, организаторами науки выдающегося значения гляциальных явлений, и прежде всего — наледных, в обустройстве и развитии холодных регионов. Наледные участки долин — это самые «горячие точки» криолитозоны. Их не обойти и не уничтожить, а можно лишь приспособить к деятельности человека. Но для этого надо знать законы и закономерности развития, строение и свойства криогенных систем, а значит, требуются долгосрочные режимные наблюдения, опыты, эксперименты, а также широкомасштабная инвентаризация объектов исследования.

В конце 1980-х годов в стране завершилась гигантская работа по составлению Каталога ледников СССР. Затем титанический труд был вложен в составление уникального Атласа снежно-ледовых ресурсов мира (издан в 1997 г.). На фоне этих грандиозных свершений весьма скромно выглядят инициативы отдельных учёных и институтов по каталогизации и изучению режима наледей, но и они принесли весомые результаты [1, 5–7, 9–11, 15–17]. К сожалению, методологическая основа всех этих работ была несовершенна, исходная информация разношёрстна, трудно сопоставима. Многие аспекты выпали из поля зрения учёных или не освещены в научной литературе из-за отсутствия исходных данных. Это касается не только цитированных направлений работ, но и других фундаментальных гляциологических исследований. Теперь, в иных условиях, при современных высокопроизводительных ГИС-технологиях и серийных космических съёмках появилась возможность (в этом есть и настоящая необходимость) обновить полученные материалы, т.е. реально осуществить новую инвентаризацию гля-

циальных объектов в масштабах всего земного шара (или, как минимум, на территории России), при этом организовать специальные подспутниковые полигоны для режимных наземных наблюдений. В этой грандиозной программе должны найти своё место и наледы как одна из форм оледенения Земли. Тогда можно будет решить и многие вопросы криогенного руслогенеза, часть из которых затронута в настоящей статье.

Выводы

1. На территории Восточной Сибири и Дальнего Востока широко распространены наледы подземных вод, которые по количеству, размерам и руслообразующему значению многократно превышают «классическую» (осадочно-метаморфическую) форму оледенения. Чем контрастнее рельеф местности, активнее неотектонические движения и ниже средняя годовая температура воздуха, тем выше процент территории, ежегодно занимаемой наледным льдом. Относительная наледность криолитозоны, определённая с учётом параметров более 10 тыс. ледяных полей, составляет 0,66% (50 тыс. км²). В горах и на плоскогорьях суммарная площадь наледей равна 40 тыс. км², а число ледяных массивов со средней площадью 0,77 км² превышает 60 тыс. На реках длиной до 500 км размеры наледей зависят от порядка водотоков. Наибольшее число гигантских наледей подземных вод во всех природных зонах располагается в долинах рек 3–4 порядков. Площадь наледей смешанного питания (речных и подземных вод), занимающих всё русло реки, но не выходящих за границу обычной поймы, составляет 68 тыс. км² — в 1,7 раза больше, чем всех наледей-тарынов.

2. Кумулятивный руслообразующий эффект наледных явлений выражается величиной прироста русловой сети по отношению к характеристикам реки выше и ниже наледной поляны. Этот показатель находится в хорошей корреляционной связи с наледностью речных бассейнов, морфоструктурными и мерзлотно-гидрогеологическими условиями территории. Прирост русловой сети ρ_n , приходящий на одну наледь подземных вод, в среднем увеличивается от 3,5 км в горах юга Восточной Сибири до 23 км в Верхояно-Колымской горной стране и на Чукотке. На равнинах и в пределах межгорных котловин Байкальской рифтовой системы величина ρ_n снижается до 2,2 км, что связано с уменьшением средних размеров ледяных полей. В среднем, прирост русловой сети на одну крупную наледь подземных вод составляет 12,2 км, а общий прирост в области сплошной и прерывистой вечной мерзлоты ($F = 7,6$ млн км²) оценивается в 690 тыс. км.

3. Выполненные расчёты свидетельствуют об исключительно большой роли наледей в трансформации русловой сети и структуры долинных

ландшафтов в целом. В горах многорукавность малых и средних рек, обусловленная влиянием наледных процессов, прослеживается на протяжении десятков километров без перерыва, при этом отмечается её активная изменчивость как во времени, так и в пространстве. Для дальнейшего познания закономерностей развития и распространения наледей и наледных руслообразующих процессов необходимы долгосрочные исследования на основе крупномасштабных аэрокосмических съёмки и режимных наблюдений на специальных наледных полигонах.

Литература

1. *Алексеев В.Р.* Наледи Саяно-Байкальского нагорья // Зап. Забайк. фил. Геогр. об-ва СССР. 1976. Вып. 101. С. 22–87.
2. *Алексеев В.Р.* Ландшафтная индикация наледных явлений. Новосибирск: Наука, 2005. 364 с.
3. *Алексеев В.Р.* Налееведение: Словарь-справочник. Новосибирск: Наука, 2007. 434 с.
4. *Алексеев В.Р.* Влияние наледей на развитие русловой сети (наледный руслогенез) // Лёд и Снег. 2013. № 4 (124). С. 95–106.
5. *Алексеев В.Р., Гиенко А.Я.* Наледи плато Путорана. Иркутск: изд. Ин-та географии СО РАН, 2002. 101 с.
6. *Алексеев В.Р., Горин В.В., Котов С.В.* Наледи-тарыны Северной Чукотки // Лёд и Снег. 2011. № 4 (116). С. 85–93.
7. *Дейкин Б.Н., Марков М.Л.* Распространение наледей в бассейне р. Куанды (по результатам аэровизуальных обследований) // Тр. ГГИ. Вып. 290. Вопросы гидрологии зоны БАМ. Л.: Гидрометеиздат, 1983. С. 68–83.
8. *Долгушин Л.Д., Осипова Г.Б.* Ледники. М.: Мысль, 1989. 447 с.
9. *Каталог наледей зоны БАМ: Вып. 1. Наледи верхней части бассейна р. Чары.* Л.: Гидрометеиздат, 1980. 63 с.
10. *Каталог наледей зоны БАМ. Вып. 2. Наледи бассейна р. Муи.* Л.: Гидрометеиздат, 1981. 84 с.
11. *Каталог наледей зоны БАМ: Вып. 3. Наледи бассейна р. Верхней Ангары.* Л.: Гидрометеиздат, 1982. 96 с.
12. *Королева Н.А.* Мерзлотно-экологическое картографирование криолитозоны России: Автореф. дис на соиск. уч. степ. канд. геогр. наук. М.: МГУ, 2011. 24 с.
13. *Чалов Р.С.* Русловедение. Теория, география, практика. Т. 2. Морфодинамика речных русел. Изд-во «Красанд», 2011. 960 с.
14. *Чалов С.Р., Иванов В.В.* Формирование пойменной многорукавности в районах наледообразования // Динамика и термика рек, водохранилищ и прибрежной зоны морей: Тр. VI конф. М.: изд. Ин-та водных проблем РАН, 2004.
15. *Чернявская К.А.* Особенности распространения наледей в центральной части Олекмо-Витимской горной страны // Вторая междунар. конф. по мерзлотоведению. Докл. и сообщения. Вып. 5. Подземные воды криолитосферы. Якутск: Кн. изд-во, 1973. С. 74–81.
16. *Шестернев Д.М., Верхотуров А.Г.* Наледи Забайкалья. Чита: изд. ИПРЭК СО РАН, 2006. 213 с.
17. *Шматков В.А., Козлов А.А.* Наледи Северного Приохотья // География и прир. ресурсы. 1994. № 1. С. 189–192.
18. *Carey K.L.* Icings Developed from Surface Water and Ground Water. Hanover, New Hampshire: Corps of Engineers. U.S. Army, Cold Regions Research and Engineering laboratory, 1973. May. 67 p.
19. *French H.M.* The Periglacial Environment. London and New York: Longman, 1976. 309 p.
20. *Olszewski A.* Icings and geomorphological significance exemplified from Oscar II Land and Prins Karls Forland // Acta Universitatis Nicolai Copernici. Geographia XVI. Nauki Matematyczno-Przyrodnicze. 1982. Zeszyt 51. P. 91–122.

Summary

Aufeises (surface icings) formed by groundwater outflows are widespread on the territory of East Siberia and Far East. By their number, sizes, and the channel-forming role they considerably exceed the «classical» (sedimentary-metamorphic) form of glaciations. Relative coverage of territory by aufeis estimated with regard for parameters of more than 10 000 ice fields is 0.66% (50 000 km²). On rivers which lengths are shorter 500 km, the aufeis sizes depend on waterflow orders. The largest quantity of giant groundwater aufeis is formed in river valleys of 3–4 orders.

Cumulative channel-forming effect of the aufeis phenomena is expressed by a value of increase of the river channel net relative to its characteristics higher and lower an aufeis glade. This value is well-correlating with the aufeis coverage of river basins as well as with morphostructure, permafrost, and hydro-geological conditions of these territories. Increase of the net with respect to one aufeis changes from 3.5 km in mountains in south of East Siberia up to 23 km in the Verkhoyansk-Kolyma mountain area and on the Chukchi Peninsula. On the average, increase of a channel net with respect to one large groundwater aufeis amounts to 12.2 km while in areas of both continuous and discontinuous permafrost (total area $F = 7.6$ million km²) the total increase is estimated as 690 thousand km.

Our calculations testify extremely great role of the aufeis in transformation of river channel nets and structures of valley landscapes as a whole. It is possible to see in mountains that small and middle rivers are characterized by a system of many channels caused by the aufeis influence, and such system can exist continuously for tens km along a river course. For further understanding of regulations of formation and spreading of aufeis and the aufeis channel-forming processes future long-term investigations are needed and they should be performed with use of large-scale aerial and space surveys as well as regular observations on special aufeis sites.