

УДК 551.324 (22+61)

Ф. И. ЕНИКЕЕВ\*, В. Е. СТАРЫШКО\*\*

\*Институт природных ресурсов, экологии и криологии СО РАН, г. Чита

\*\*ОАО «Читагеолъемка», г. Чита

## ЛЕДНИКИ ХРЕБТА КОДАР (СЕВЕРНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)

*Рассматриваются история изучения, геоморфологические особенности и палеогеографическая позиция современного оледенения севера Забайкалья. В этом регионе в пределах хр. Кодар выделены три группы каровых и карово-троговых ледников размером не более 2 км и с мощностью льда до 100 м. Установлена генетическая связь современных ледников с каменными глетчерами. Дана пространственная позиция краевых образований четырех неоплейстоценовых оледенений.*

Ключевые слова: современное оледенение, каменные глетчеры, голоценовые стадии, снеговая граница, хр. Кодар.

*We examine the history of the study, the geomorphological characteristics and the paleogeographical position of the contemporary glaciation in the northern part of Transbaikalia. Three groups of cirque and cirque-trough glaciers measuring no more than 2 km in size and up to 100 m in ice thickness stand out in this region, within Kodar Range. We established a genetic relationship of contemporary glaciers with rock glaciers. The spatial position is provided for the marginal formations of four Neopleistocene glaciations.*

Keywords: contemporary glaciation, rock glaciers, Holocene stages, snow line, Kodar Range.

## ИСТОРИЧЕСКИЙ ОБЗОР

Ледники на севере Забайкалья приурочены к центральной, наиболее высокой части хр. Кодар. Впервые о них упоминается в записках французского инженера и путешественника, члена Русского географического общества, исследователя Сибири Ж. Мартена. В 1883 г. он, пытаясь найти прямой путь от Ленских приисков к верховьям Амура, пересек хр. Кодар, Чарскую долину и хр. Удокан. Как пишет Ю. А. Штюмер [1], результаты экспедиции не достались российской науке: большую часть собранных материалов Ж. Мартен отправил на родину.

Крупнейший знаток Сибири акад. В. А. Обручев, анализируя путевые записки Ж. Мартена, сделанные в районе между оз. Ничатка и р. Чарой, акцентировал внимание на следующих строках, отметив их вопросительным знаком: «Перевал был весьма труден из-за трещин ледников... Наш переход через эти высоты сопровождался грустным случаем, один из моих тунгусов умер вследствие падения в трещину ледника» [1, с. 5]. Некоторые специалисты рассматривали пометку В. А. Обручева, относящуюся к упоминанию о ледниках, как скептическую оценку академиком записей Ж. Мартена. Однако, учитывая глубокие познания В. А. Обручева в геологии Сибири, можно предположить, что вопросительный знак подразумевал необходимость дополнительного исследования, подтверждающего или опровергающего данную информацию.

Довольно продолжительное время этот факт в записях Ж. Мартена рассматривался многими специалистами как недостоверный. Основанием послужили представления А. И. Воейкова, сложившиеся еще в 1881 г., о том, что в центре Сибирского антициклона с его резко континентальным климатом и крайне ограниченным количеством осадков исключалась возможность формирования ледников в горных сооружениях Восточной Сибири [2]. Мысль о современном оледенении в этом районе Северного Забайкалья казалась безосновательной и в середине прошлого столетия. Географы и гляциологи были твердо убеждены в правоте проф. С. П. Суслова, отвергавшего возможность современного оледенения в Забайкалье из-за небольшого количества зимних осадков и исключительной сухости воздуха [3]. Взгляды А. И. Воейкова и С. П. Суслова базировались на результатах многолетних наблюдений за климатической обстановкой, а метеостанции в те времена располагались в долинах, впадинах и равнинных пространствах Сибири на отметках 500–800 м. Суммарное количество осадков там не превышало 300–400 мм/год, причем 80 % из них выпадало в летнее время.

В 1928–1930 гг. геологи, проводившие рекогносцировочные обследования Чарской котловины и окружающих ее хребтов, характеризовали записки Мартена как «фантастические и не внушающие

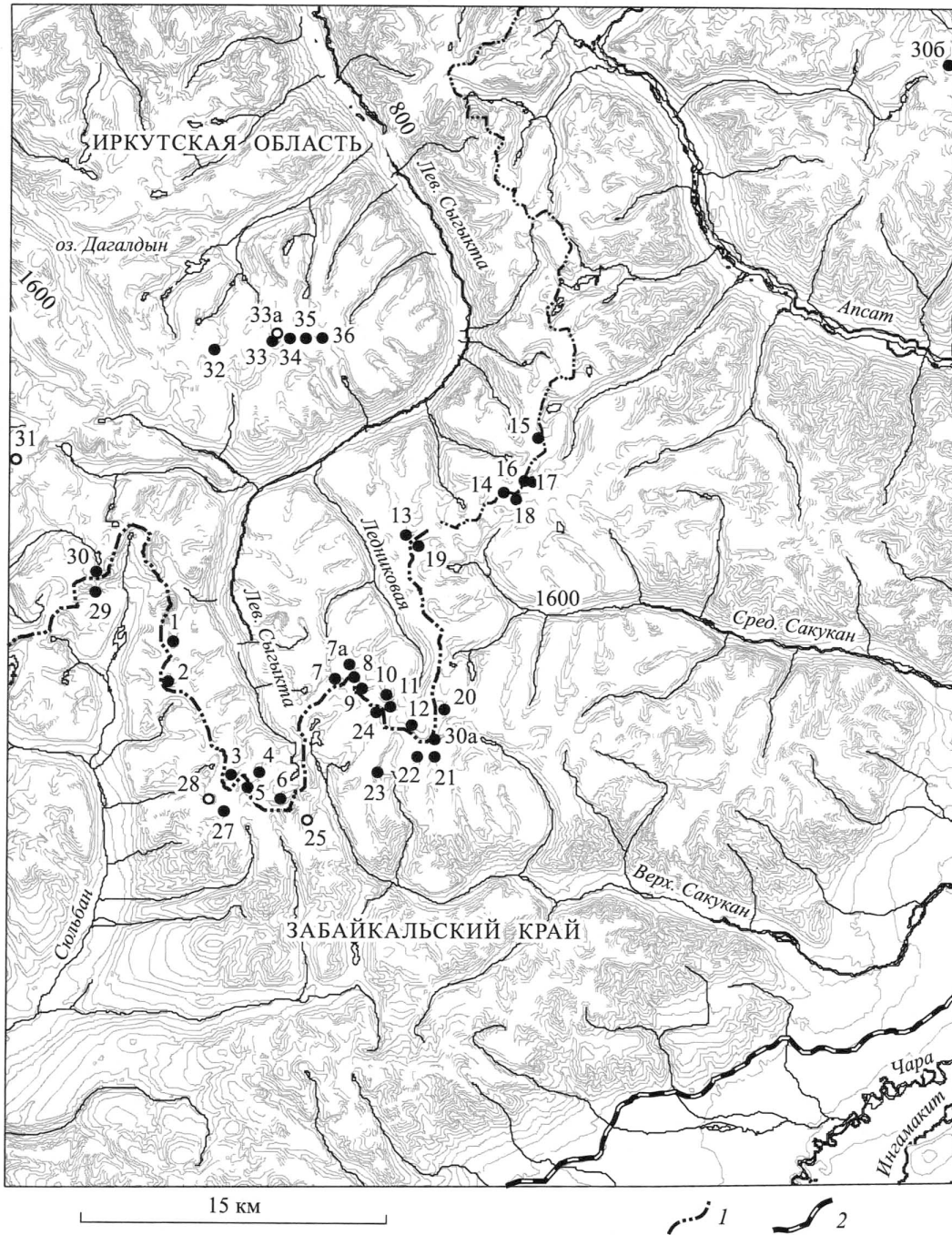


Рис. 1. Схема расположения ледников в Кодарском ледниковом районе.

1–36 — номер ледника (черный кружок — обследованный, белый — необследованный). Цифры с буквами а, б — ледник отсутствует в каталоге; 1 — административная граница, 2 — Байкало-Амурская магистраль.

доверия». Невозможность формирования ледников в настоящее время вроде бы подтверждало и высотное положение современной климатической снеговой границы (3100 м на широте хр. Кодар [4]), проходящей над самой высокой отметкой хребта — пиком БАМ (3072,6 м).

Однако современные знания о климате Забайкалья, сложившиеся в 1960–1970-х гг., свидетельствуют, что фактическое количество осадков, рассчитанное по вертикальному градиенту по данным предгорных метеостанций, на высотах 2500–2600 м составляет 800–1000 мм в год [5]. Из них на уровне фирновой линии и выше не менее половины осадков твердые, так как период с температурой воздуха ниже 0 °С на этих высотах продолжается 8–10 месяцев в году. Значительные осадки в твердой фазе, метелевый транзит и лавинная концентрация снега, а главным образом эффект затененности глубоких каров и трогов обеспечивают положительный баланс снегового питания и, как следствие, приводят к формированию ледников (рис. 1).

### СОВРЕМЕННОЕ ОЛЕДЕНЕНИЕ

В 1958–1962 гг. на хр. Кодар географами под руководством В. С. Преображенского установлены 30 каровых ледников [6, 7], расположенных от верховьев р. Сюльбан на западе до Апсат-Торского междуречья на востоке хребта. Из них 16 было обследовано. Подавляющее большинство ледников — каровые и небольшое количество — карово-долинные. Самый крупный глетчер, названный ледником Советских Географов, имеет площадь около 1,4 км<sup>2</sup> и достигает в длину 2 км. Единственный переметный ледник — им. В. С. Преображенского — расположен на водоразделе рек Сюльбан и Левая Сыгыкта. В непосредственной близости от него, в верховье долины Левого Сыгыкта, сформировался присклоновый ледник им. Колосова (рис. 2).

Мощность льда у большинства ледников, по мнению В. С. Преображенского, измеряется десятками метров. Основное количество ледников расположено в долинах северного мегасклона осевой части хр. Кодар с высотами отдельных вершин более 2800–3000 м над ур. моря.

Горный рельеф центральной части хр. Кодар альпинотипный с редкими реликтами древних поверхностей выравнивания. Приоритет экзарационных форм — важнейшая черта геоморфологии этого горного сооружения. В пределах рассматриваемого района выделены Сыгыктинско-Сакуканская, Сюльбано-Сыгыктинская и Сакукано-Апсатская ледниковые группы [7].

Сотрудниками Московского клуба туристов [8], Иркутского государственного университета, Института географии СО РАН [9–13] изучены известные и установлены новые ледниковые группы и ледники (их количество к настоящему времени возросло до 39–40) [14, 15]. В процессе исследований существование некоторых ставилось под сомнение [10]. Одна из причин сложности выявления ледника — кратковременность бесснежного периода. Как правило, он не превышает одного месяца в конце теплого времени года, а иногда в карах и верховьях трогов снежный покров сохраняется весь летний период. Например, в 1983 г. нижняя граница снежного покрова даже на склонах южной экспозиции в редкие дни поднималась выше 1600 м.

В 1977–1985 гг. гидрогеологами Удоканской экспедиции ПГО «Читагеология» частично обследованы и нанесены на специализированные карты в общей сложности 34 ледника (см. рис. 1, таблицу). Их небольшие фирновые поля плавно сочленяются с крутыми шлейфами лавинных конусов, спускающихся с обнаженных скал. Языки ледников, как правило, характеризуются поперечной и продольной асимметрией, засоренностью фронтальной части обломочным материалом. Уклоны поверхности полосчатого льда в среднем составляют 10–12°, трещин мало.



Рис. 2. Ледник им. Колосова.

На заднем плане фрагмент южной лопасти ледника им. Преображенского.



Элементы гляциальной и морфометрической характеристики района современного оледенения  
хр. Кодар (по наблюдениям 1977–1985 гг.)

Номер по каталогу	Наименование, местоположение ледника	Координаты	Абсолютные отметки, м			Открытый лед, длина/ширина, км	Длина ледника, км	Азимут кара, град.
			Гребень гор	Фирн	Язык			
1	2	3	4	5	6	7	8	9
1	Безымянный. Долина р. Сыгыкта у перевала в вершину р. Сьюлбан	56°54'52" с. ш., 117°21'19" в. д.	2683	2100	2070	0,30/0,2	0,96	0
2	Безымянный. Левая вершина 4-го левого притока р. Левая Сыгыкта	56°53'48" с. ш., 117°21'15" в. д.	2727	2250	2150	0,3/0,5	1,22	0
3	Безымянный. Левая вершина р. Левая Сыгыкта	56°51'30" с. ш., 117°24'24" в. д.	2988	2300	2150	1,0/0,4	2,20	10
4	Забайкалец. Левая вершина р. Левая Сыгыкта	56°51'19" с. ш., 117°25'40" в. д.	2827	2340	2260	0,4/0,15	1,11	45
5 (26)	Преображенского. Сьюлбан-Сыгыктинский водораздел	56°50'51" с. ш., 117°24'45" в. д.	2988	2550 2450	2274 2150	1,1/0,2	2,01 2,13	180
6	Колосова. Вершина р. Левая Сыгыкта	56°50'39" с. ш., 117°26'29" в. д.	2906	2350	2350 2150	0,6/0,35	1,87	0
7	Безымянный. Вершина р. Изумрудной. Долина р. Ледниковой	56°53'45" с. ш., 117°29'22" в. д.	2871	2400	2200	0,5/0,2	1,17	310
7а	Тетерина. Левый распадок р. Ледниковой	56°55'04" с. ш., 117°29'55" в. д.	2528	2100	2020	0,4/0,2	0,62	0
8	Безымянный. Левая вершина долины р. Медвежьей	56°54'11" с. ш., 117°30'16" в. д.	2866	2200	2150	0,5/0,4	1,05	10
9	Безымянный. Средняя вершина долины р. Медвежьей	56°53'40" с. ш., 117°30'57" в. д.	2964	2200	2100	0,93/0,7	1,00	20
10	Еповой. Правая вершина долины р. Медвежьей	56°53'21" с. ш., 117°31'50" в. д.	2964	2200	2150	0,8/0,5	1,43	0
11	Тимашева. Левая вершина долины р. Медвежьей	56°53'07" с. ш., 117°32'33" в. д.	2903	2250	2080	1,0/1,1	1,61	50
12	Советских Географов. Долина р. Ледниковой. Два кара	56°52'44" с. ш., 117°33'14" в. д.	2903	2350	2160	1,5/0,4 1,65/0,6	2,01 1,66	70 320
13	Безымянный. Правая вторая долина от устья р. Ледниковой	56°57'49" с. ш., 117°33'03" в. д.	2828	2100	2030	0,8/0,4	1,78	10
14	Безымянный. Правая вершина долины с ледником № 13	56°58'49" с. ш., 117°37'45" в. д.	2662	2200	2160	0,8/0,5	1,4	5
15	Безымянный. Левая вершина руч. Ягельного. Долина р. Апсат	57°00'10" с. ш., 117°39'41" в. д.	2631	2100	2080	0,7/0,4	1,2	30
16	Сдвоенный. Вершина руч. Ягельного, правого притока р. Апсат	56°59'10" с. ш., 117°39'14" в. д.	2631	2200	2037	0,5/0,5 и 0,3/0,25	0,97	45
17			2100					
18	Безымянный. Левая вершина долины р. Средний Саукан	56°57'19" с. ш., 117°33'35" в. д.	2828	2300	2250	0,6/0,3	1,25	60
19	Безымянный. Правая вершина долины р. Средний Саукан	56°58'36" с. ш., 117°38'17" в. д.	2587	2300	2210	0,3/0,3	0,92	50
20	Азаровой. Вершина долины р. Средний Саукан	56°53'17" с. ш., 117°34'41" в. д.	2888	2250 2150	2140	1,4/0,4	1,96	0
21	Яблонского. Вершина левой долины р. Верхний Саукан	56°51'32" с. ш., 117°34'07" в. д.	3072	2450	2390	0,8/0,4	1,02	190
22	Кауфмана. Левая долина р. Верхний Саукан	56°51'32" с. ш., 117°33'27" в. д.	2915	2450	2400	0,7/0,4	1,0	200
23	Безымянный. Под правым склоном левой долины р. Верхний Саукан	56°51'12" с. ш., 117°31'27" в. д.	2973	2350	2280	0,4/0,5	0,62	45
24	Бобина. Левая вершина р. Верхний Саукан	56°52'39" с. ш., 117°31'07" в. д.	3021	2550	2480	1,1/0,6	1,82	200
27	Безымянный. Левый приток р. Сьюлбан	56°50'13" с. ш., 117°23'55" в. д.	2850	2550	2350	0,6/0,5	1,5	225

ЛЕДНИКИ ХРЕБТА КОДАР (СЕВЕРНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)

Окончание таблицы

1	2	3	4	5	6	7	8	9
29	Безымянный. Правая вершина р. Сюльбан	56°56'07" с. ш., 117°17'58" в. д.	2706	2250	2080	0,7/0,6	1,04	0
30	Безымянный. Левая вершина р. Правый Халлас	56°56'40" с. ш., 117°16'58" в. д.	2723	2100	2050	0,5/0,4	1,19	90
30а	Безымянный. Под северо-западным склоном пика БАМ. Весь в глыбах	56°51'56" с. ш., 117°33'55" в. д.	3072	2300 2400	2213	Островки	0,88?	35
30б	Безымянный. Правая вершина долины р. Быйики	57°10'54" с. ш., 118°04'20" в. д.	2500	2100	1980	0,3/0,2	0,81	30
32	Безымянный. Левая ветвь правой вершины р. Дагалдын	57°02'40" с. ш., 117°23'29" в. д.	2615	1950	1940	0,3/0,8	1,2	30
33	Безымянный. Средняя ветвь правой вершины р. Дагалдын	57°02'58" с. ш., 117°25'05" в. д.	2562	2100	2110	0,7/0,8	1,9	0
34	Безымянный. Правая ветвь правой вершины р. Дагалдын	57°03'00" с. ш., 117°26'22" в. д.	2639	2170	2800	0,7/1,0	1,42	0
35	Безымянный. Левая вершина правого 1-го распадка р. Дагалдын	57°03'00" с. ш., 117°26'22" в. д.	2639	2100	2070	0,5/0,3	0,8	5
36	Безымянный. Правая вершина правого 1-го распадка р. Дагалдын	57°03'02" с. ш., 117°28'30" в. д.	2665	2200	2130	0,6/0,6	0,89	10

Примечание. Номер ледника дан по [13, 16]; а, б — отсутствуют в Каталоге ледников; (26) — номер южной лопасти ледника им. Преображенского.

Ледники хр. Кодар расположены в глубоких узких трогах и карах на высотах около 2500 м на южных и 2100–2300 м на северных склонах местных водоразделов. Отсутствие горных вершин с круглогодичным снежным покровом с устойчивой снеговой границей — отличительная особенность хребта. В начале лета можно проследить динамику высоты сезонной снеговой границы. По мере повышения температуры воздуха она поднимается на более высокие уровни, отрываясь от самых высоких вершин хребта и «стабилизируясь» на уровне современной климатической границы, равной 3100 м.

Это вынуждает оценивать современные депрессии орографической снеговой границы (региональной и локальной) по отношению к климатической как хребта в целом, так и по экспозициям склонов местных водоразделов. Необходимо использовать усредненные значения положения фирновой линии ледников по высотам ступенчатого рельефа с учетом экспозиции склонов северных и южных румбов.

Следует отметить очевидную условность выделения местной орографической снеговой границы, определяемой высотным положением ледников. Если ее проводить по высотам наиболее низко расположенных ледников, то значительная часть остальных окажется в области снежного питания, т. е. без зоны абляции, что абсурдно. В какой-то мере определить пространственную деформацию снеговой границы можно, ориентируясь на положение границы между фирном и открытым льдом. При этом несомненно, что индивидуальные особенности каждого ледника определяют высотное положение фирно-ледяной линии. Кроме того, в пределах конкретного ледника оно имеет разницу до 100 м, что обусловлено высотой и характером склона, обеспечивающего «теневого эффект». В частности, на южной лопасти ледника им. В. С. Преображенского высота фирновой линии прослеживается в диапазоне 70 м [17].

По температуре льда все ледники относятся к очень холодным. Измерения на леднике Азаровой показали, что среднегодовая температура льда у подошвы ледника составляет  $-6,8\text{ }^{\circ}\text{C}$  [18]. Низкая температура льда — следствие суровых климатических условий в районе оледенения. В связи с интенсивным сезонным циклогенезом и генерацией атмосферных осадков, питающих каровые ледники, летняя абляция льда редко превышает 1–1,5 м/год.

Максимальная мощность каровых ледников, вероятно, не превосходит 150 м, так как кумулятивно-ротационное переуглубление дна каров перед выходным ригелем только в одном «свежем» каре на восточном уступе Лонгдорского массива составляет 132 м (глубина карового оз. Сымыт). При этом высота ригеля, пропиленного стоком из озера, около 20 м. Таким образом, максимальная глубина кресловидного углубления в ложе каров в единичных случаях достигает 150 м. Для подавляющего

большинства каров Кодаро-Удоканского региона, окончательно оформившихся в конце последнего (сарганского) оледенения, высота коренного ригеля или моренного вала над ложем кара не превышает 50–100 м.

Очевидно, что мощность льда современных ледников, занимающих кары, сформировавшиеся в предшествующие оледенения неоплейстоцена, соизмерима с глубиной чашеобразного углубления дна кара.

### ЛЕДНИКОВАЯ ДИНАМИКА

Изучение выделенных групп ледников базируется на метеоданных, маршрутных наблюдениях, данных авиадесантных работ, аэровизуальных облетов, дешифрирования АФС и КС. Имеются фотографии 1978, 1983, 1985, 2007, 2008 гг. и фототеодолитные материалы. По результатам мониторинга (ряд наблюдений короткий) и сравнительного анализа различных фотодокументов и натуральных описаний, выполненных в разные годы, изменений в характере ледника выше фирновой линии не отмечено. Ниже границы фирна фиксируется понижение или повышение поверхности ледника при постоянном положении фронтальной части.

Как упоминалось выше, каровые ледники очень холодные. Глубина залегания подошвы криолизотозоны в пределах развития современного оледенения достигает 1500 м, что гарантирует температуру пород и льда на глубине нулевых годовых колебаний  $-10 \div -15$  °С. Очевидно, что это не способствует активной пластике льда, характерной для «теплых» ледников южных горных сооружений [4]. К такому же мнению пришел Н. В. Коваленко, исследования которого показали, что скорости течения малых ледников холодного типа весьма незначительные [19].

Ледники хр. Кодар залегают ниже современной климатической снеговой границы: от 600 до 1000 м по фирновой линии и от 1350 до 1500 м по наименьшей дистальной отметке языка. В Кодаро-Удоканской зоне на летние месяцы (июль, август) и частично сентябрь приходится в среднем 70–80 % осадков. Так как выше снеговой границы («белков») гор нет, то снежное питание ледника осуществляется только в холодное время года. Несмотря на то что большую часть зимы Северное Забайкалье находится под влиянием безоблачного южного отрога Сибирского антициклона, в питании ледников участвует свыше половины среднегодовой нормы осадков.

В летнее время языки ледников находятся в зоне интенсивной абляции. На этих же высотах области современного оледенения речные наледи мощностью до 5–6 м к концу лета полностью стаивают. В отдельные годы уже в марте на поверхности льда фиксируются дневные кратковременные положительные температуры (устное сообщение Д. М. Шестернева, ИПРЭК СО РАН, г. Чита). Таким образом, существование ледников обусловлено исключительно глубокой расчлененностью рельефа. В этих условиях реакция ледовых накоплений на коротко- и среднепериодные колебания среднегодовой температуры воздуха и среднегодового количества осадков минимальная.

Такая природно-климатическая ситуация объясняет отсутствие нормального ряда ярко выраженных голоценовых морен у современных ледников хр. Кодар, типичного для крупных долинных ледников южного горного пояса Сибири [20]. Только некоторые из них имеют одну четко выраженную стадияльную (голоценовую) морену, отстоящую от ледникового языка на расстояние до 0,6–0,7 км [15]. Эту же особенность современных холодных ледников хр. Сунтар-Хаята отметил М. М. Корейша [21].

В концевых частях большинства ледников наблюдаются фронтальные грядовые гофры на современной морене, «бронирующей» языковые окончания (см. рис. 2). Это результат поступления обломочного материала из мореносодержащей части ледника, а также его транзита снежно-каменными лавинами по крутой поверхности льда. Глыбовая броня частично экранирует лед от температурных влияний, поэтому ледник в большей степени реагирует увеличением или уменьшением мощности льда, а не продвижением фронта. Считать их голоценовыми нельзя: это современная морена. В первых, ширина полос валообразной гофрировки по краю ледника не более 30–50 м. У многих ледников ее нет вовсе. Во-вторых, эта зона не отделена от ледника, и поэтому относить ее валообразные образования к классическим осцилляциям края ледника неправомерно. Гораздо больше наблюдений в пользу того, что лед продолжается под глыбово-щебенистым чехлом современной боковой и конечной морены. В связи с этим замеры параметров ледников существенно различаются у разных исследователей. На этот факт обратил внимание Л. А. Пластинин. Он же с учетом скрытой части льда по результатам анализа аэроснимков и карт увеличил размеры некоторых ледников в два раза [10]. По нашим наблюдениям, лед под каменным чехлом довольно часто прослеживается до моренной гряды «стадияльного» вала, что фактически отрицает его стадияльную природу. На наличие льда между



Рис. 3. Ледник Кауфмана, верховье р. Верхний Сакукан.



моренным валом и ледниковым языком указывает и В. М. Плюснин [13]. Очевидно, что разница в оценке длины ледника связана с методологией исследования и является результатом гляциальной динамики.

Иногда можно видеть пологую ложбину между границей открытого льда и льда, засыпанного обломками (см. рис. 2). Образование ее, вероятно, обусловлено глобальным потеплением климата, наблюдавшимся и в этом регионе. По данным метеостанции с. Чара, усредненная за десять лет температура воздуха повысилась за 50-летний период наблюдений на 2 °С. В 1951–1960 гг. она составила –8,2 °С; 1961–1970 — –8,1 °С; 1971–1980 — –7,9 °С; 1981–1990 — –7,2 °С; 1991–2000 — –7,04 °С; 2000–2010 гг. — –6,2 °С.

Нарушенный (крайне укороченный) ряд морен голоценовых стадий свидетельствует о том, что современные ледники достигли своего настоящего положения после голоценового оптимума. Они не являются реликтами последней эпохи оледенения, финальная стадия которой на Удоканском базальтовом плато в области голоценового вулканизма датирована радиоуглеродным методом:  $7940 \pm 110$  лет (УПИ-276) и  $9240 \pm 120$  лет (Мо-830) [22]. Это в какой-то мере может указывать на полную деградацию ледников позднего неоплейстоцена 7–8 тыс. л. н. или на преобразование их в каровые каменные глетчеры.

По нашему мнению, настоящими голоценовыми моренами обладают только каровые ледники Кауфмана и Яблонского (рис. 3). Формирование голоценовых стадий у этих ледников обусловлено следующими причинами. Во-первых, южная экспозиция кара и трога и их малое экзарационное углубление значительно снижают эффект затененности, характерный для других ледников. Во-вторых, ледниковый кар и трог врезаны в склон горного массива с альтитудой водораздельных гряд 2900–3072,6 м, очень близкой к современной климатической снеговой границе (3100 м). Любая ее депрессия, даже незначительная, могла повлиять на условия питания и абляции. В-третьих, дно кара находится на большой высоте, близко к водораздельному гребню. Ледниковый язык выведен из области интенсивной абляции. Его положение более зависимо от климатических флуктуаций. В-четвертых, фронтальная часть расположена у высокого перегиба тальвега трога (конфлюэнтная ступень), и даже незначительная ее подвижка «выстреливает» пульсацией.

Увязать формирование этих морен с известными голоценовыми стадиями затруднительно ввиду отсутствия изотопных дат, а подход, основанный на использовании последовательного удаления моренных валов от фронтального уступа ледника, носит формальный характер и недостаточно убедителен.

### КАМЕННЫЕ ГЛЕТЧЕРЫ

В прямой генетической связи с современными ледниками находятся каменные глетчеры, широко развитые в пределах альпинотипного рельефа Северного Забайкалья. Они представляют собой обособленные скопления обломочного материала и льда. В связи с присущей им способностью к объемно-послойному крипу каменно-ледяного субстрата они имеют в плане форму языков, лопастей, террасовидных уступов и приурочены к подножиям крутых коренных склонов. При этом основная их масса расположена главным образом в неоплейстоценовых карах альпинотипного рельефа.

Характерная особенность каменных глетчеров — своеобразный микрорельеф поверхности. В их верхней части наблюдаются параллельные продольные гряды, повторяющие изгибы каменного глетчера, которые ниже сменяются поперечными валами в виде концентрических дуг, обращенных выпуклостью вниз по уклону. По этому натечному «флюидальному» рисунку каменные глетчеры прекрасно дешифрируются на аэрофото- и космоснимках. С поверхности они сложены крупнообломочным



остроугольным материалом. Вниз по разрезу материал становится тоньше. В основании залегает обломочный материал, сцементированный льдом, с ледяными горизонтами мощностью 5–10 м, или мощное ядро из чистого льда. Высоты фронтальных уступов глетчеров составляют несколько десятков метров, в редких случаях превышают 100 м. Длина их не более 1,5–2 км.

В восточной части Байкало-Станового нагорья площадь распространения каменно-глетчерного пояса определяется в основном такими орографическими показателями, как отметка вершинной поверхности горных сооружений более 1600–1700 м и наличие крутых склонов с обилием скальных выступов.

Каменный глетчер как явление, связанное с современными геокриологическими процессами горных стран, служит определяющим фактором для выделения специфической зоны высотной поясности, расположенной ниже современной снеговой границы. Даже незначительная ее депрессия приводит к увеличению снегового питания. В нагорной части возникает разрыв каменного чехла и обнажается ледяное ядро. Дальнейшее понижение снеговой границы трансформирует каменный глетчер в каровый и карово-долинный ледник.

В верхних этажах области современного горного оледенения, включая север Забайкалья, по мере возрастания высот вершинных поверхностей горных сооружений прослеживается непрерывный пространственный ряд: обвально-осыпные крупноглыбовые массы под крутыми скалистыми склонами → натечные формы мерзлого крипа в подошве обвальных конусов и шлейфов (серповидные псевдоморены, по В. С. Преображенскому) → каменные потоки с дугообразным гофрированным рисунком поверхности → каменный глетчер длиной до 2 км → каровый эмбриональный ледник → карово-долинный ледник на уровне орографической снеговой границы. Аналогичная последовательность изменений в характере аккумуляции продуктов денудации и твердых атмосферных осадков прослеживалась и во времени (при наступлении похолоданий и возникновении неоплейстоценовых оледенений).

Данная динамика затрудняет установление четких границ между коллювием и каменным глетчером, каменным глетчером и ледником, особенно при наличии на поверхности последних сезонных или многолетних снежников. Такую пограничную позицию занимает глетчер, расположенный под северо-западным склоном пика БАМ. Обилие каменного материала, поступающего с высокого скалистого склона, практически полностью «бронировано» ледником № 30а (см. рис. 1, таблицу). Переходную позицию занимает также ледник № 1, имеющий облик типичного каменного глетчера. Лед обнажается только узкой полосой под тыловой стенкой кара северной экспозиции. Эти особенности дают право отдельным исследователям на ревизию некоторых ранее выделенных ледников.

Установлено, что даже у небольших каменных потоков, оформившихся в основании крупноглыбовых осыпей, присутствуют массивные ледяные ядра. В частности, штольней № 5 (абс. отметка устья 1655 м), расположенной в верховье р. Наминги (хр. Удокан), в 60-метровой натечной псевдоморене, приуроченной к основанию скалистого склона с отметкой гребня не выше 2001 м, вскрыто ледяное ядро мощностью 7 м и протяженностью 35 м.

На более высоких уровнях вершинного пояса хребтов Кодаро-Удоканской зоны размеры каменных глетчеров существенно возрастают, а продольный и поперечный «флюидалный» рисунок поверхности свидетельствует, что ледяное тело, прикрытое маломощным каменистым чехлом, составляет его основную массу. При благоприятных условиях аналогичная картина возникает и на более низких уровнях (1900 м и менее). В частности, интенсивное поступление снежно-каменных лавин в кар, расположенный в верховье р. Бирамян (правый подветренный склон), обусловлено северо-западным метелевым транзитом большого объема снежных масс с плоской поверхности Удоканского вулканического плато. В результате образовался каменный глетчер длиной 1,1 км, на фронтальном уступе которого обнажается лед, а ярко выраженное флюидалное строение каменистой поверхности отображает динамику ледяной основы (рис. 4).

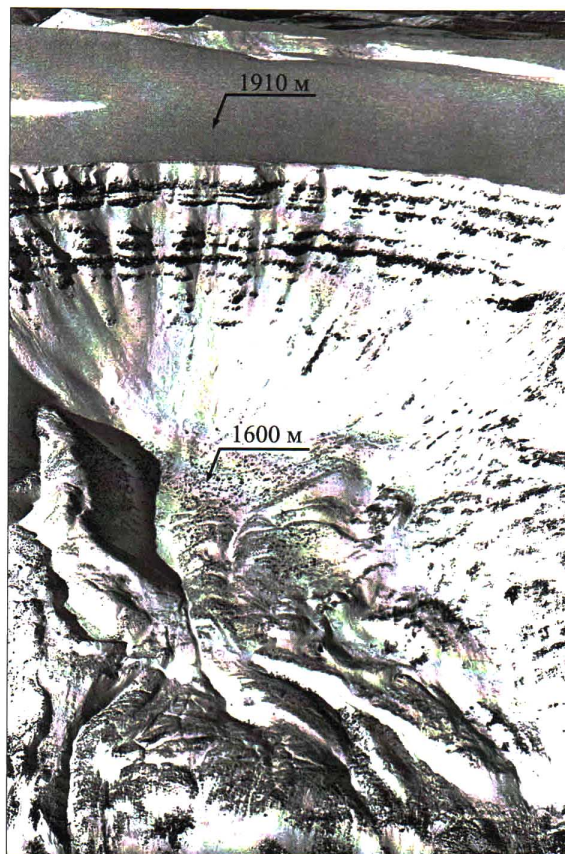
Замеры по некоторым профилям на «натечных» участках коллювиальных шлейфов, проведенные нами через год и затем через семь лет, показали одинаковые результаты. И в первом, и во втором замерах отмечались сдвиги некоторых марок вверх по склону. Это говорит о том, что фиксировались подвижки, связанные с процессами пучения глыбового материала в слое сезонного оттаивания–промерзания, а не ледово-каменный крип. Очевидно, что 6–8-летний ряд наблюдений недостаточен для получения сведений о динамике глетчеров. К этому же выводу пришли Л. А. Пластинин и др. [23].

Сохранность местоположения горных выработок (шурфы, канавы, устья штолен), а также строений, линейных коммуникаций, пересекающих ледово-каменные скопления в местах разведки полезных ископаемых (Мраморный, Западный, Наминга, Сулумат и др.), может свидетельствовать о том,



Рис. 4. Каменный глетчер с мощной ледяной основой, «бронированный» маломощным каменистым чехлом.

что и 50-летний временной интервал не гарантирует получения объективных данных о темпах мерзлотно-ледового крипа. Например, если крупный обвал левой стенки трога в верховье р. Халдаса связать с 10-балльным Муйским землетрясением (наиболее поздним из сильнейших в регионе), то отсутствие явных признаков мерзлотно-ледового крипа в основании обрушившихся масс, сложенных гигантскими глыбами, позволяет оценить скорость мерзлотно-ледового крипа за 55 лет величиной, близкой к нулю. Такой же обвал правого склона, подрезанного экзарацией на месте слияния ледников Правой илевой Сыгыкты, мог случиться только после отступления ледника из этого участка трога — 10–12 тыс. л. н. Ледонасыщенные массы обломочного материала концентрическими дугообразными валами продвинулись на 2 км к оси долины. Таким образом, средняя за голоцен скорость мерзлотно-ледового крипа составит  $18 \pm 2$  см/год. Не исключено, что динамика этого процесса носит дискретный характер с изменениями количественных параметров в интервале от 0 до 20 см/год.



### НЕОПЛЕЙСТОЦЕНОВЫЕ ОЛЕДЕНЕНИЯ

Район современного оледенения, а также пояс распространения каменных глетчеров горных сооружений Кодаро-Удоканской зоны являются исходными временными реперами для морфологического датирования фронтальных образований предшествующих оледенений неоплейстоцена.

По отношению к ним дистально располагается полоса сартанских конечных и краевых образований, опоясывающая среднегорное подножие хр. Кодар и сформировавшаяся 18–20 тыс. л. н. [24]. Сетчатые и горно-долинные ледники на северном склоне сформировали конечно-моренный комплекс с оз. Ничатка в языковом бассейне. В Чарской впадине обширные моренные амфитеатры ледников приурочены к устьям трогов, расчленяющих южный склон хребта.

Следующие, более древние конечные комплексы принадлежат муруктинскому сетчатому оледенению позднего неоплейстоцена, завершившемуся 50–55 тыс. л. н. Они удалены от фронтальных сартанских морен на 15–20 км на севере хребта и на 1–3 км в Чарской впадине.

Значительно дальше от основания хр. Кодар, уже в пределах низкогорного рельефа Березовского прогиба Сибирской платформы, проходит северная полоса краевых образований тазовского горнопокровного оледенения среднего неоплейстоцена. В частности, выводной ледник по долине р. Чары продвинулся на север до устья ее левого притока — р. Жуи. Даты, полученные термолюминесцентным методом по флювиогляциальным пескам, вложенным в Джелиндинскую стадию оледенения, указывают, что своего максимума оледенение достигло во временном интервале 179–221 тыс. л. н. (№ 352, г. Улан-Удэ, БНЦ) [25]. В Чарской впадине морена этого оледенения (с гигантским гранитным отторженцем) вскрыта на глубине 173,1–263,5 м.

В самаровское время оледенение среднего неоплейстоцена носило покровный характер. Единый щит занимал всю восточную часть Байкало-Станового нагорья, включая сопредельные горные сооружения. По отношению к хр. Кодар выводной ледник, «засоряя» валунами кристаллических пород



собственное ложе, сложенное докембрийскими карбонатными отложениями Сибирской платформы, продвинулся на север по долине Чары почти до долины р. Лены (59°38' с. ш.). В Чарской впадине, служившей ледоёмом, донная морена этого оледенения вскрыта на глубине 337,2–424,7 м [25].

### ОБСУЖДЕНИЕ И ВЫВОДЫ

В палеогеографическом аспекте современное оледенение имеет особое значение для горных регионов Сибири и Дальнего Востока. Оно является отправной точкой отсчета при использовании морфохронологического метода с целью ретроспективной оценки последовательности оледенений неоплейстоцена. На это справедливо указал Л. А. Пластинин: «...изучение динамики ледников дает богатый материал для палеогеографических реконструкций» [26, с. 28].

Основываясь на закономерностях формирования высотной поясности, данных изотопного и термолюминесцентного возраста ледниковых отложений и их взаимоотношений с иными генетическими типами пород, можно сделать вывод, что в данном регионе Забайкалья, где горные массивы венчаются современными ледниками, нижеследующий этаж представлен высотным поясом каменных глетчеров. Область массового распространения разнообразных по форме и генезису каменных глетчеров восточной оконечности Байкало-Станового нагорья контролируется площадью, оконтуренной вершинной поверхностью горных сооружений альтитудой свыше 1600–1700 м [24].

Весьма важным, по нашему мнению, является выделение пояса каменных глетчеров, следующего ниже снеговой границы. Для подавляющего большинства хребтов Восточной Сибири наличие только каменных глетчеров в вершинном поясе также может служить нулевой точкой отсчета и позволит использовать морфохронологию для отнесения конечных форм последнего оледенения к сартанскому времени. Использование такого временного репера на многих горных сооружениях Забайкалья и Прибайкалья исключило бы неверную трактовку не только количества и масштабов четвертичных оледенений, но и ошибочность датировки последнего из них. В частности, в районе Шибетуйских и Сохондинских гольцов Южного Забайкалья последним оледенением считалось муркитинское, а не сартанское. Причем некоторые исследователи в его контур помещали все четыре оледенения второй половины неоплейстоцена. Анализ разнообразных подходов к проблеме датирования древних оледенений горных районов Забайкалья проведен в монографии [25].

Результаты исследований позволяют сделать ряд выводов, характеризующих оледенение хр. Кодар и сопредельных горных сооружений.

1. Существование современных ледников хр. Кодар, расположенных на сотни метров ниже климатической снеговой границы, обусловлено глубокой расчлененностью рельефа, обеспечивающей эффект затененности, который существенно снижает инсоляцию снежно-ледяных накоплений.

2. Значительно сокращенный (нарушенный) ряд голоценовых морен указывает на отсутствие прямой связи современных ледников Кодара с последней стадией деградации сартанского оледенения и свидетельствует о возрождении большинства ледников после голоценового оптимума. Такие ледники являются неунаследованными и имеют эмбриональную природу.

3. Современное оледенение, а на большей части горных сооружений и каменные глетчеры являются нулевой точкой отсчета для оценки обратной последовательности оледенений в гляциальной истории четвертичного периода. Их использование позволит применить морфохронологический метод для ретроспективного распределения (во времени и пространстве) краевых и конечных гляциальных образований второй половины неоплейстоцена.

4. Использование морфохронологии в совокупности с другими методами геохронологии обеспечивает более надежное восстановление палеогеографической обстановки четвертичных оледенений Восточной Сибири.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Штюрмер Ю. А. Кодар, Чара, Удокан. Северное Забайкалье. — М.: Физкультура и спорт, 1969. — 110 с.
2. Воейков А. И. Климатические условия ледниковых явлений, настоящих и прошедших // Зап. Минерал. о-ва. Сер. 2. — 1881. — Ч. 16. — С. 21–90.
3. Сулов С. П. Физическая география СССР. Азиатская часть. — М.: Учпедгиз, 1954. — 712 с.
4. Долгушин Л. Д., Осипова Г. Б. Ледники. — М.: Мысль, 1989. — 448 с.
5. Атлас Забайкалья (Бурятская АССР и Читинская область) / Ред. В. Б. Сочава. — М.; Иркутск: ГУТК при Совете министров СССР, 1967. — 176 с.



6. Преображенский В. С. Кодарский ледниковый район (Забайкалье) // Гляциология (IX раздел программы МГГ). — М.: Наука, 1960. — № 4. — 74 с.
7. Преображенский В. С. Исследование Кодарского ледникового района // Материалы гляциол. исследований. — 1962. — Вып. 4. — С. 244–264.
8. Штюрмер Ю. А. Некоторые наблюдения в высокогорье хребта Кодар // Материалы гляциол. исследований. — 1962. — Вып. 5. — С. 19–29.
9. Пластинин Л. А. Новые ледники в хребте Кодар // Зап. Забайкал. фил. ГО СССР. — 1972. — Вып. 65. — С. 34–36.
10. Пластинин Л. А. Новые данные о ледниках хребта Кодар в Становом нагорье (по результатам анализа аэрофотоснимков и карт) // Исследования по проблемам геодезии и картографии. — Иркутск: Изд-во Иркут. ун-та, 1973. — С. 140–147.
11. Пластинин Л. А. К вопросу картографирования ледников Кодарского ледникового района (Становое нагорье) // Зап. Забайкал. фил. ГО СССР. — 1973. — Вып. 98. — С. 16–18.
12. Пластинин Л. А. Аэрокосмические фотометоды геосистемного мониторинга в районах нового освоения Сибири // Дистанционные исследования природных ресурсов Сибири. — Новосибирск: Наука, 1986. — С. 9–14.
13. Плюснин В. М. Ледники хребта Кодар: Удокан. Подготовка территории к освоению (эколого-географические аспекты) // Зап. Забайкал. фил. ГО России. — 1992. — Вып. 121. — С. 188–196.
14. Пластинин Л. А., Плюснин В. М. Аэрометоды в изучении и картографии ледников Северного Забайкалья // Аэрокосмическая информация как источник ресурсного картографирования. — Иркутск: Изд-во Ин-та географии Сибири и Дальнего Востока, 1979. — С. 128–135.
15. Плюснин В. М. Реакция внутриконтинентальных горных геосистем на глобальные изменения климата // География и природ. ресурсы. — 2007. — № 3. — С. 67–74.
16. Каталог ледников СССР. Т. 17: Лено-Индигирский район; вып. 2, ч. 1: Хребет Кодар / Отв. ред. О. Н. Виноградов. — Л.: Гидрометеиздат, 1972. — 44 с.
17. Осипов Э. Ю., Осипова О. П., Голобокова Л. П. Оценка современного состояния южного Сыгьктинского ледника — одного из крупнейших ледников хр. Кодар // Лед и снег. — 2012. — № 2 (118). — С. 51–58.
18. Мерзлотно-гидрогеологические условия Восточной Сибири / В. В. Шепелёв, О. Н. Толстихин, В. М. Пигузова и др. — Новосибирск: Наука, 1984. — 191 с.
19. Коваленко Н. В. Режим и эволюция малых форм оледенения: Автореф. дис. ... канд. геогр. наук. — М.: Изд-во Моск. ун-та, 2008. — 24 с.
20. Ивановский Л. Н. Гляциальная геоморфология гор (на примере Сибири и Дальнего Востока). — Новосибирск: Наука, 1981. — 174 с.
21. Корейша М. М. Современное оледенение хребта Сунтар-Хаята. — М.: Изд-во АН СССР, 1963. — 167 с.
22. Ступак Ф. М. Кайнозойский вулканизм хребта Удокан. — Новосибирск: Наука, 1987. — 168 с.
23. Пластинин Л. А., Плюснин В. М., Чернышов Н. И. Ландшафтно-аэрокосмические исследования экзогенного рельефообразования в Кодаро-Удоканском горном районе. — Иркутск: Изд-во Иркут. ун-та, 1993. — 200 с.
24. Еникеев Ф. И. Россыпеобразование в условиях гляциального морфогенеза Восточного Забайкалья: Автореф. дис. ... д-ра геол.-мин. наук. — Чита: Изд-во Забайкал. ун-та, 2011. — 41 с.
25. Еникеев Ф. И., Старышко В. Е. Гляциальный морфогенез и россыпеобразование Восточного Забайкалья. — Чита: Изд-во Читин. ун-та, 2009. — 370 с.
26. Пластинин Л. А. Дистанционно-картографическое изучение нивально-гляциальных комплексов горных районов Сибири (морфология, динамика ледников, снежников и наледей хребта Кодар в Забайкалье). — Иркутск: Изд-во Иркут. техн. ун-та, 1998. — 142 с.

*Поступила в редакцию 7 мая 2013 г.*