



Геоморфология

Гляциальная геоморфология района г. Мунку-Сардык. Статья 1. Формы локального оледенения долин рек Мугувек и Белого Иркута

Коваленко С.Н. — кандидат геолого-минералогических наук, доцент кафедры географии, природопользования и туризма ВСГАО

Ледниковые процессы, связанные с деятельностью ледников и снега, предопределили формирование современного рельефа горных районов, расположенных в высокогорном поясе с нивальным климатом. К одному из таких районов принадлежит горный массив Мунку-Сардык, являющийся южным наиболее поднятым районом Восточных Саян. По нашим данным на формирование рельефа в районе оказали свое влияние несколько палеоледников (п/л), явившихся результатом одной или двух прогрессивных и более восьми регрессивных стадий оледенения.

Согласно палеоклиматическим данным самым первым оледенением в Сибири было самаровское, которое хорошо сопоставляется с вюрмским в Европе и соответствует второй половине среднего плейстоцена. Время начала оледенения около 135 тыс. лет, а окончание — 100–110 тыс. лет. Это оледенение имело две фазы: собственно самаровское и тазовское. Их разделяет мессовско-ширтинское межледниковье. Само же самаровское оледенение закончилось продолжительным казанцевским межледниковьем, после которого последующие периоды похолоданий уже не достигали больших масштабов и в горах Сибири возникали только карово-долинные ледники регрессивного или отступающего характера. Согласно Д. Кролля (Имбри Д., Имбри К., 1988) с конца тазовского оледенения вообще наступила межледниковая эпоха (рис. 1), которая по расчетам ученых продлится еще две тысячи лет, после чего наступит новое более мощное, чем даже предыдущее вюрмское оледенение, длительностью в 23 тыс. лет (рис. 4).

Второе зырянское оледенение в горах Сибири произошло в начале позднего плейстоцена 70–80 тыс. лет назад. Это оледенение отделено от следующего каргинским межледниковьем. Третье оледенение — сартанское, началось примерно 22–24 тыс. лет назад и продолжалось 10–12 тысячелетий, вероятно имело две фазы, собственно сартанское 24 тыс. лет назад и фазу 11–10 тыс. лет назад. Это оледенение по времени относится к самому позднему плейстоцену.

Согласно палеоклиматическим схемам рисунков 2 и 3 во время межледниковой эпохи в голоцене было как минимум пять похолоданий, приведших к возрождению локальных ледников карово-трогового и карового типов в горах с абсолютными высотами превышающими исторически депрессивную снежную границу в этот период.

Основные формы рельефа горного массива Мунку-Сардык (основные водоразделы и отдельные отроги хребтов, долины рек Оки и Иркута) были сформированы в результате деятельности самых древних ледников первого оледенения второй половины среднего плейстоцена — самаровского и частично зырянского. Эти основные структуры рельефа горного массива значительно подработал и создал новые покровно-долинные палеоледник Окинский зырянского прогрессивного оледенения. Область питания этого покровно-долинного ледника находилась на водораздельной части рек Оки и Иркута. Этот ледник имел прогрессивный покровно-долинный тип и максимальных размеров достиг, вероятно, во время зырянского оледенения. Его языки могли достигать Мондинской впадины. Им были заложены основные направления речных долин района в виде гигантских цирков (мегакаров) I–V (рис. 5).

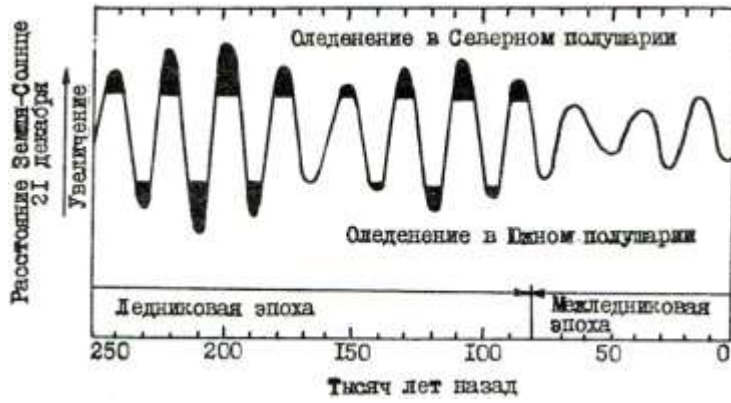


Рис. 1. Кроулевая схема ледниковых эпох (по Имбри Д., Имбри К., 1988)

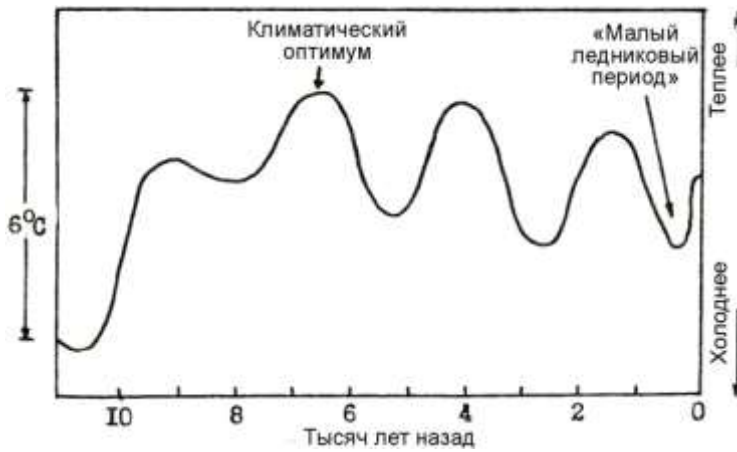


Рис. 2. Изменения глобальной температуры в голоцене (по Имбри Д., Имбри К., 1988)



Рис. 3. Климат последнего тысячелетия, установленный по анализу исторических материалов (по Имбри Д., Имбри К., 1988)

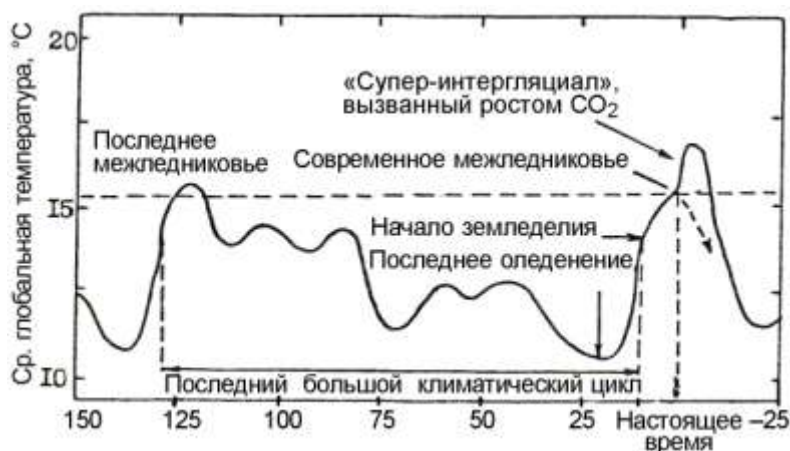


Рис. 4. Прогноз климата на ближайшие 25 тыс. лет (по Имбри Д, Имбри К, 1988)

I. Жохойский, который в последующее время распался на два подцирка или направления регрессивного отступления палеоледника: Солярис и Верхне-Жохойский.

II. Бело-Иркутский, со временем распавшийся на два: Контрастов и Великий Могол.

III. Мугувекский, со временем распавшийся на два: Горелый и собственно Мугувекский.

IV. Буговекский, со временем распавшийся на два: Ледяной и собственно Буговекский.

V. Буготинский, распавшийся на три направления троговых лестниц: Северо-Восточный, Восточный и собственно Буготинский.

Образование подцирков или направлений развития последующих регрессивных лестниц-каров во всех выше обозначенных цирках, произошло во время формирования палеоледниковых каров шестого уровня 8 тыс. лет назад (см. ниже), после межледникового периода сартанского оледенения. В современном рельефе главного водораздельного хребта эти цирки и, усложнявшие их в последующее время подцирки, фиксируются выпуклостями хребта к югу и формированием глубоких врезов долин рек с северной стороны: Жохой, Бел. Иркут, Мугувек, Буговек и Бугота. В свою очередь, выпуклости (в плане) главного хребта в северном направле-

нии фиксируют кары-цирки с южной стороны хребта с долинами рек Западная, Джаргалант-Гол, Баян-Гол, Цаган-Сайран-Гол. Долины же рек и палеоледниковые структуры, совпадающие по направлению с абляционным отступанием палеоледника Окинского, характерных троговых ступеней, как правило, не дают: Средний Иркут, Черный Иркут, Иркут. Выявлять характер и стадийность отступления ледников здесь, вероятно, необходимо по конечным абляционным моренам, подобным приустьевой части левого борта долины р. Бугота, где она под острым углом сочленяется с главной долиной Иркуты.

Полное стаивание реликтовых ледников произошло, вероятно, в так называемый интергляциал 7,5–6 тыс. лет назад. Это доказывается многими исследователями для более северных районов. В связи с этим, все ледниковые формы рельефа до шестого СВУК включительно являлись реликтовыми сартанского оледенения. При абляции и отступании эти ледники всегда гипсометрически выше имели мощные области питания. Отступали они в межледниковые периоды потеплений, а наступали или прекращали отступать и останавливались, иногда на длительное время, в периоды похолоданий, когда происходило формирование своеобразных форм ледникового рельефа, принимаемые многими исследователями за кары и

троги — это расширения речных долин с выположенными руслами и аккумулятивным характером реки и широким развитием флювиогляциальных процессов — своеобразные зандровые площадки стагнационного ледника. При таких останковках или небольших осцилляциях, на конце отступающих языков льда формировались уступы и отлагались мощные морены абляционно-осыпного типа. Большие мощности льда или длительное стояние концов ледников на одном месте приводило к классическому формированию обвальнoй морены, которая создавала условия для образования двух стоков-прорывов в этих обрывах (стенках каров) — зарождению однопорядковых долин. В качестве многочисленных примеров можно указать на образование двух долин в каре п/л Усть-Иркутного, когда были заложены долины Среднего и Белого Иркутов; в каре п/л Портулановского, когда были заложены долины рр. Белого Иркута и Мугувека; в каре п/л Лесного, когда возникла долина руч. Горелого и была продолжена долина р. Мугувека; в каре п/л Лесного, когда были заложены стоки п/л. Сухого и Пристенного. Формирование как минимум двух стоков льда — яркий и постоянный признак отступающих ледников — их визитная карточка, указывающая на ледовый характер процессов происходящих в данном каре. Никаких двух стоков, кроме центрального, часто переуглубленного, в снежных или нивально-эрозионных нишах и нагорных террасах не образуется.

После термического интергляциала 7,5–6,0 тыс. лет тому назад большая масса реликтового льда, оставшегося от сартанского оледенения, стояла, и масштабы последующих ледников в нашем районе значительно уменьшились. В палеоформах, после этого времени, признаки древних более мощных ледников стали хорошо сохраняться. Они характеризуются экзарационным характером, т. к. их аккумуляционные части находились гипсометрически ниже. Они сохранились благодаря тому, что мощностей (высот) молодых ледников не хватает их уничтожить. Это, как правило, сплошные поля курчавых скал на крутых высоких частях бортов долин древних трогов. Такое положение вещей лишней раз

доказывает, что при формировании гляциальных форм рельефа более низких гипсометрических уровней (8–6 СВУК), эти части долин являлись областями их питания.

Таким образом, окончательно современный рельеф района был сформирован благодаря последовательной деятельности разновременных и разно высотных палеоледников регрессивной стадии, объединенных в систему каров и трогов (лестницы из более чем восьми среднестатистических высотных уровней каров и трогов (СВУК), см. табл. 1–3 и рис. 5) и деятельности флювиогляциальных и подледниковых вод, а также незначительной деятельности склоновых процессов в перигляциальной, внеледниковой зоне. Нашими геоморфологическими исследованиями по долинам Белого Иркута и Мугувека были установлены следующие среднестатистические высотные уровни каров (СВУК), на которых формировались палеоледники: 1 СВУК — Перетолчина, Раде; 2 СВУК — Древне-Северный, ВСГАО, Горный; 3 СВУК — Озерный, Эхойский, Промежуточный; 4 СВУК — Пристенный, Сухой, Шатаевой, Уютный, Контрастов; 5 СВУК — Луговой, Конституции, Ровный; 6 СВУК — Лесной, Бело-Иркутный; 7 СВУК — Портулановский; 8 СВУК — Усть-Иркутный (табл. 1, 2)¹.

Точно такое же количество стадий деградации последнего оледенения почти в каждом горном хребте Сибири выделяет Е.В. Максимов (1965, 1968, 1970, 1972). Он и Ф.И. Цхурбаев (1971) сопоставляют каровые уступы в Восточном Саяне со стадиями последнего оледенения. Для доказательства этого необходим детальный геоморфологический анализ каровой лестницы одной из или близкорасположенных долин однонаправленной экспозиции. Это совершенно необходимо для исключения предпо-

¹ Нумерацию возрастной последовательности СВУК и ГМК (карам и трогам в троговой лестнице долины) лучше всего давать в обратной последовательности, т. е. от современных к древним, как это принято в обозначении речных террас. Это позволяет легко привязать любую лестницу каров и конечных моренных образований к наиболее достоверному уровню — современному, и в дальнейшем легко наращивать их при обнаружении более древних образований.

лагаемой и доказываемой в некоторых случаях многими исследователями возможности ошибочного включения в регрессивную лестницу каров прогрессивной стадии оледенения. Детальным морфологическим анализом вначале необходимо доказать последовательность развития каров, а потом привязывать их к различным стадиям оледенений. Этот принцип и был положен в основу наших исследований.

Установленную же нами карово-троговую лестницу района г. Мунку-Сардык удобнее и логически правильно описывать на данном уровне сбора информации, пользуясь морфологическим или структурным подходом, выделяя и описывая **формы локального оледенения** — вещественные образования и морфологические формы рельефа, обусловленные деятельностью локального, в частности горного, оледенения прогрессивной стадии и регрессивной, отступающей. Кроме того, для удобства описания всей наблюдаемой (задокументированной) совокупности экзарационных и аккумулятивных гляциальных форм рельефа и вещественных образований в пределах какой-либо долины, склона хребта (также могущих быть результатом оледенений ранних стадий) мы предлагаем воспользоваться еще несколькими понятиями. **Гляциальные морфологические парагенезисы (ГМП)** — это одновозрастные генетически связанные и взаимообусловленные одним ледником формы локального оледенения. В случае же объединения разновозрастных гляциальных форм или при возникновении затруднений и сомнений в соотнесении каких-либо структур одному леднику, мы будем пользоваться понятием **гляциального морфологического комплекса (ГМК)**. Совокупность же всех ГМК, созданных ледниками одной долины, одного отдельного горного элемента или небольшого горного отрога, мы предлагаем называть **гляциальной морфологической**

системой (ГМС), а совокупность всех гляциальных форм района с многочисленными ГМС — **гляциальным рельефом**.

В состав каждого выделенного нами ГМК (см. табл. 1–3), как правило, входит определенный набор форм локального оледенения: 1) формы активного льда (отрезок трога в виде расширения современной речной долины с относительно выположенным дном; псевдотеррасы или плечи трогов, иногда нескольких уровней — вложенные трого, устьевой ригель, сопровождающий всячие ГМК притоков; крутой, как правило, скальный уступ, в некоторых случаях, служащий или являющийся реликтовой стенкой кара возрожденного ледника данного ГМК, бараньи лбы и курчавые скалы); 2) аккумулятивные или моренные (береговые, конечные, срединные морены абляционного, абляционно-осыпного и осыпного типов (последние преобладают, в основном, в наиболее гипсометрически высоких ГМК); 3) супрагляциальные (наледниковые, аструктурные и подледниковые) формы пассивного или мертвого льда (термокарст, бугры, конуса и валы морен так называемого инверсионного рельефа, 4) созданные подледниковыми водами (ярусные долины или маргинальные каналы, которые более характерны для древних ГМК седьмого или восьмого СВУК, эпигенетические ущелья, трех морфологических типов: а) берущих свое начало из притоков и текущих вдоль главной долины вблизи нее, б) долины прорыва, пересекающие водоразделы, в) ложбины подледникового стока, формирующиеся водными потоками, текущими от края ледников вниз к центру трога.

Частные гипсометрические различия структур одной и того же среднестатистического высотного уровня в одной долине, объясняется рисунком 6, а также частичным врезанием более молодого, выше расположенного, ледника в более древний ниже расположенный.

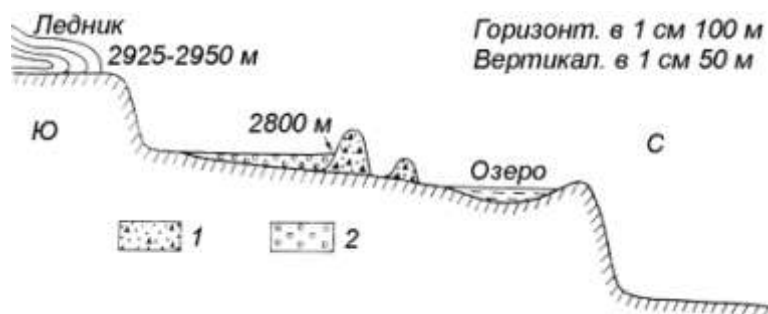


Рис. 6. Образование в рельефе двух равноуровневых ступеней одного и того же среднестатистического высотного уровня (по Ивановскому, 1981, с. 131).

1— конечные морены, 2— озерно-речные отложения

Т а б л и ц а 1

Возраст и последовательность ГМК долин рек Мугувек и Бел. Иркут

Среднестатистический высотный уровень каров (СВУК)	n+2	n+1	n	8	7	6	5	4	3	2	1
Время экзарационной активности ледников, тыс. лет тому назад	135	110	80	24	11	8	5,5	2,4	0,56	0,31	0,11
Продолжительность последующего абляционного периода, тыс. лет	25	30	56	13	3	2,5	3,1	1,84	0,25	0,20	0,15
Название ГМК	Окинский и др.			Усть-Иркутский	Портулановский	Лесной, Бело-Иркутский	Луговой, Ровный, Конститутский,	Пристенный, Сухой Пашаевой, Уютный Конгростов	Эхойский, Озерный, Промежуточный	Древне-Северный, ВСГАО	Перетолчина, Радде
Тип ледников	Покровно-долинный			Карово-троговой							Каровый

Т а б л и ц а 2

Характеристика современных и древних ГМК района Мунку-Сардык

СВУК	Время тах развития (тыс. лет)	Название	Экспозиция	Абсолютная высота (м)	Мах длина (км)	Мах длина ледников (км)	Тип ледников	Дополнительная характеристика
Нет	110	?	—	?	?	?	Покровно-трого-	Тазовское оледенение

							в.ый	
Казанцевское межледниковье								
Нет	80	Окинский	СВ	2400	>15	>20	По-кров-но-тропо-вый	Зырянское оледенение
Каргинское межледниковье								
8-9(?)	?	Новый ²	ЮОВ	1540	0,5	>2,0	Каро-во-тропо-вый	Требует до-полнитель-ных исследо-ваний
8	24	Усть-Иркутный	В	1600	1,5	1,5		Сарганское оледенение I фаза
8	24	Усть-Буговек-ский ³	В	1640	1,0	1,1		
8	24	ГМК ³	ВЮВ	1640	1,6	2,0		
7	11	Портула-новский	В	1900	>3,0	>4,0	Каро-во-тропо-вый	Сарганское оледенение II фаза
7	11	Кедровый	ССВ	1900	0,75	0,8		
7	11	Потайной	ЮЮВ	1900	0,5	0,6		Руч. Потай-ной
7	11	Прямой ³	С	1900	1,5	>2,0		
7	11	Снежный ²	В	2120	5,5	6,0		
7	11	ГМК ⁴	ССЗ	2100	?	?		
7	11	ГМК ⁵	ЮОВ	1880	1,5	2,0		
7	11	Усть-Бажирский ⁶	В	2120	3,0	4,25(?)		Не исследо-ван
7	11	1-й Боковой	СВ	1940	0,75	1,25		
7	11	2-й Боковой	ВСВ	2000	1,00	1,25		
6	8	Лесной ¹	ВСВ	2260	4,0	5,5		
6	8	Горелова ¹	ССЗ	2300	0,5	0,8		
6	8	Средне-Иркутный ² (кар)	В	2300	—	—		
6	8	Средне-Иркутный ² (трог)	ЮОВ	2220	3,75	>5,0		
6	8	Бело-Иркутный (кар)	ЮОВ	2300	—	—		
6	8	Бело-Иркутный (трог)	В	2240	5,5	7,5		
6	8	Эльфов	ВЮВ	2300	1,5	2,0		Руч. Эльфов
6	8	Наледный	ЮОВ	2280	0,55	0,70		
6	8	Ледяной	СВ	2300	1,25	1,5		
6	8	Водораз-дельный	СВ	2300	0,5	0,5		
6	8	Буговек-ский ³	С	2240	1,5	>2,0		
6	8	ГМК ⁴	ССЗ	2260	2,5	>3,0		
6	8	ГМК ⁵ (кар)	СВ	2320	—	—		
6	8	ГМК ⁵ (трог)	В	2200	3,5	4,0		
6	8	Бажирский ⁰	СВ	2260	2,0	2,5		

6	8	Андольте ^в	СВ	2300	>2,0	?		
Климатический оптимум (термический максимум, интергляциал), могучий лес до современной высоты 2550 м								
5	5,5	Луговой ¹	ВСВ	2400	0,8–1,0	1,5		
5	5,5	Каменный ¹	СВ	2420	0,5	0,8		Руч. Горелова
5	5,5	Конституции (кар)	ССВ	2420	—	—		Впадал в п/л Ровный, поэтому длина трога и льда маленькие
5	5,5	Конституции (трог)	СВ	2380	0,75	>0,8		
5	5,5	Ровный	ЮВ	2440	1,5	2,0		К пер. Контрастов
5	5,5	Красника	ВСВ	2400	0,4	0,5		Руч. Ледяной
5	5,5	ГМК	ЮВ	2440	0,75	1,5		Руч. Наледный
5	5,5	Гранитный ²	С	2420	1,5	2,0		
5	5,5	Широкий ³	ССВ	2420	0,75	>1,0		В морене этого ледника обнаружено древнее дерево
5	5,5	Архаров ⁴	СЗ	2400	0,75	1,0		
5	5,5	ГМК ³	ВСВ	2400	1,25	1,5		
4	2,4	Сухой ¹	С	2560	0,5	0,6	Каро-во-коротко-троговый	
4	2,4	Пристенный ¹	СВ	2560	0,5	0,6		
4	2,4	Мугуевский ¹	ВСВ	2540	0,5	0,7		Руч. Горелова
4	2,4	Контрастов	ЮВ	2500	0,75	>0,8		
4	2,4	Шатаевой	В	2540	0,5	0,75		
4	2,4	Уютный (кар)	С	2540	—	—		
4	2,4	Уютный (трог)	ССЗ	2500	0,5	0,75		
4	2,4	Скалистый	ССВ	2500	0,25	0,30		Руч. Ледяной
4	2,4	ГМК	ЮВ	2500	0,2	0,25		Руч. Наледный
4	2,4	Глухой ²	С	2500	0,5	0,75		
4	2,4	ИГПУ ³	ССВ	2500	0,25	0,6		
4	2,4	Сложный ⁴	ССВ	2500	1,75	2,0		
4	2,4	ГМК ³	СВ	2500	0,5	0,65		
Малый ледниковый период								
3	0,56	Эхойский ¹	С	2700	0,75	0,8		Оз. Эхой
3	0,56	Озерный ¹	ЗСЗ	2700	0,75	0,8		
3	0,56	Трудный ¹	ВСВ	2600	0,5	0,75		Руч. Горелова
3	0,56	Промежуточный	ССВ	2700	0,5	0,75		
3	0,56	ИГКТ	ССВ	2660	0,25	0,30		Руч. Ледяной
3	0,56	Средний (трог)	ЮЮВ	2600	0,5	0,6		Руч. Наледный
3	0,56	Средний (кар)	ЮЮВ	2660	—	—		Руч. Наледный
3	0,56	Переменный ²	ССВ	2620	0,75	>1,0		Пер. Контрастов
3	0,56	Банный ²	СВ	2680	1,0	1,5		
3	0,56	Геологов ³	ВСВ	2660	0,3	0,75(?)		
3	0,56	XXVI-го	ССЗ	2720	0,75	1,5		

		Партсъезда*						
3	0,56	ИГУ*	СЗ	2600	0,5	0,75		
3	0,56	Маленький*	С	2590	0,1	0,15		
3	0,56	Верхний*	ВСВ	2740	0,4	1,0		
3	0,56	Солярис* (кар)	СВ	2680	—	—		
3	0,56	Солярис* (трог)	СВ	2620	2,5	3,0		Оз. Солярис
3	0,56	ГМК ² (кар)	ВСВ	2700	—	—		
3	0,56	ГМК ² (трог)	СВ	2600	1,2	1,65		
3	0,56	Аерхан	В	2660	1,0	2,0		Р. Аерхан
2	0,31	Древне-Северный ¹	С	2900	0,5	1,5		
2	0,31	Горный	СЗ	2800	0,3	0,75		
2	0,31	ВСГАО	ССЗ	2840	1,0	1,5		
2	0,31	Кузьмина ¹	ЗСЗ	2840	0,2	0,25		
2	0,31	Крылья Советов ¹	СВ	2800	0,3	0,35		Руч. Горелова
2	0,31	Зверинный ²	СВ	2800	0,75	0,8		
2	0,31	Лейтенантов ³	В	2800	0,4	0,75		
2	0,31	Древне-Жохойский ⁴	ЮВ	3000	0,5	0,75		
2	0,31	Древне-Рыжий ⁴	Ю	2820	0,75	0,75		
2	0,31	Восточный*	В	2880	0,6	0,7		
2	0,31	Пустой*	ВСВ	2820	1,0	1,2		
2	0,31	60 лет Победы ВОВ ⁴	С	2840	0,5	0,6		
2	0,31	Авиастроитель ⁴	СВ	2880	1,0	1,25		
1	0,11	Перетолчина ¹	С	3000	0,75	1,250	Каровый	
1	0,11	Радде	С	3000	0,3	1,2		
1	0,11	Жохойский ⁴	ЮВ	3100	0,3	0,5		Не изучен
1	0,11	Рыжий*	ЮЮЗ	2900	0,2	0,5(?)		Глетчер без открытой поверхности льда
1	0,11	Сибирской дивизии ⁴	ССВ	2980	0,3	0,4		Не изучен

¹ – ГМК бассейна р. Мугуевек; ² – ГМК бассейна р. Средний Иркут; ³ – ГМК долины р. Бугуевек; ⁴ – ГМК бассейна р. Жохой; ⁵ – ГМК долины р. Бугота; ⁶ – ГМК долины р. Бажир

Т а б л и ц а 3

Характеристика современных и древних ГМК Монголии в районе Мунку-Сардык

СВУК	Время тах разви- тия (тыс. лет)	Название	Экспо- зиция	Абсо- лют- ная вы- сота (м)	Мах дли- на (км)	Мах дли- на лед- ни- ков (км)	Тип лед- ни- ков	Дополни- тельная характери- стика
Климатический оптимум (термический максимум, интергляциал), могучий лес на высоте 2550 м								
5	5,5	ГМК ⁷	Ю	2380	>2,0	>3,0		Р. Западная
5	5,5	ГМК ¹⁰	ЮВ	2460	2,0	>3,0		Р. Баян-

5	5,5	ГМК ¹¹	ЮВ	2460	>3,0	>5,0		Гол
4	2,4	ГМК ⁷	Ю	2500	1,5	2,0	Карово-короткотроговый	Р. Цаган-Сайрын-Гол
4	2,4	ГМК ⁹	Ю	2500	1,5	2,0		р. Западная
4	2,4	Нижний ⁹	Ю	2500	>2,0	>2,0		Руч. Озерный
4	2,4	ГМК ¹⁰	ЮЮВ	2520	1,0	>1,5		Р. Джаргалант-Гол
4	2,4	ГМК ¹¹	ЮВ	2600	>2,0	>5,0		Р. Баян-Гол
Малый ледниковый период								
3	0,56	ГМК ⁷	Ю	2700	0,75	1,5		
3	0,56	ГМК ⁹	ЮЗ	2640	1,0	1,25		
3	0,56	Заливной ⁹	ЮЗ	2740	0,5	1,0		
3	0,56	Озерко ⁷	Ю	2640	1,5	2,0		
3	0,56	ГМК ¹⁰	ЮЮВ	2680	0,7	0,8		
3	0,56	ГМК ¹¹	ЮВ	2660	1,25	2,5		
2	0,31	Обширный ⁹	Ю	2940	0,75	1,0		Р. Западная
2	0,31	Бурхан ⁹	Ю	2800	0,75	1,0		Руч. Озерный
2	0,31	Седло-Мунку ⁹	ЮЗ	2800	0,35	0,4		Р. Джаргалант-Гол
2	0,31	50-лет Победы ВОВ ⁹	ЮЗ	2800	0,5	0,75		Р. Джаргалант-Гол
2	0,31	Древне-Леонова ¹⁰ (кар)	ЮВ	3000	—	—		Не изучен
2	0,31	Древне-Леонова ¹⁰ (трог)	ВСВ	2820	1,5	2,1		Р. Баян-Гол
2	0,31	ГМК ¹¹	ЮВ	2800	0,75	1,5		
1	0,11	Высокий ⁷	СЗ	3100	0,5	0,75	Каровый	Не изучен
1	0,11	Пограничный ⁸	ЮВ	3100	0,5	0,8		Глетчер с открытой поверхностью льда
1	0,11	Энтузиастов ⁸	ЗЮЗ	3040	0,5	1,0		Глетчер без открытой поверхности льда
1	0,11	Бабочка ⁹	ЮВ	2900	0,4	0,6		Глетчер с открытой поверхностью льда
1	0,11	Южный	ЮВ	3200	0,75	0,8		
1	0,11	Леонова ¹⁰	Ю	3100	0,5	0,6		Не изучен
1	0,11	Комарова ¹⁰	СЗ	3040	1,0	1,5		Не изучен

⁷ – ГМК бассейна р. Западная; ⁸ – ГМК бассейна руч. Озерный; ⁹ – ГМК долины р. Джаргалант-Гол; ¹⁰ – ГМК бассейна р. Баян-Гол; ¹¹ – ГМК долины р. Цаган-Сайрын-Гол

В данной статье мы рассматриваем только ГМК. Выявление и описание ГМП, задача более сложная и пока решена только нами для ГМП 1–5 средне-

статистических высотных уровней. Выявление и описание более древних ГМП будет решаться нами по мере сбора и

обработки полевых материалов в последующих статьях.

При анализе таблиц 2 и 3 поражает факт низкого гипсометрического уровня каров ГКМ Усть-Иркутного, Портулановского Усть-Буговекского, Нового, ледниковых форм рельефа, оставленных Окинским палеоледником. Видимо низкий уровень снеговой границы периодов существования этих ледников можно объяснить длительным, сохранившимся от предыдущего оледенения, самаровским холодным климатом. Поэтому на фоне его кратковременные похолодания 80 и 24 тыс. лет назад и привели к возрождению ледников на столь низком уровне.

Ледники малой ледниковой эпохи и современные (уровни 1, 2 и 3) являются уже чисто каровыми и практически не имеют троговой части.

Существует мнение М.Г. Гросвальда, В.Н. Олюнина, С.А. Архипова, что все ледники Восточного Саяна, являются остатками позднеплейстоценового сартанского оледенения. Возраст этого оледенения был определен с помощью радиоуглеродного и термолюминесцентного методов и составляет 10–23 тыс. лет. Если исходить из этой предпосылки и воспользоваться климатическим ритмом увлажнения континента продолжительностью 1850 лет А.В. Шнитникова (1957), то в районе Мунку-Сардык при деградации последнего сартанского оледенения может быть до 11–12 стадий отступления или деградаций снеговой линии, и наша карово-тропогая лестница, состоящая из 9 среднестатистических уровней, легко вписывается в ритм увлажнения континента этого периода (табл. 4).

Таблица 4

Распределение ледников долин рек Белого Иркутта и Мугувека в соответствии с климатическим ритмом увлажнения А.В. Шнитникова (1957)

Возраст максимального развития (тыс. лет тому назад)	20,4	18,5	16,6	14,8	12,9	11,1	9,2	7,4	5,5	3,7	1,8	0,3
Название ледника	Окинский				Новый	Усть-Иркутный	Портулановский	Лесной	Луговой	Сухой, Пристенный	Эхойский, Озерный	Древне-Северный Переголочина
СВУК	13	12	11	10	9	8	7	6	5	4	3	1–2
Тип оледенения	Прогрессивный				Регрессивный, отступающий							
Морфологический тип ледника	Покровно-долинный				Карово-тропогаый						Карово-коротко-тропогаый	Каровый

Анализ космоснимков прилегающей территории подтверждает наши выводы. В долинах рек южного склона хребта Мунку-Сардык, выделяется аналогичное количество каровых уровней, примерно на той же высоте и того же возраста, что и у нас (табл. 5). Первые два СВУК выделяются нами на основании детального изучения современных ледников, имеющих минимальную высоту распространения открытого льда и конечных морен не ниже 2880 м (Радде — 2880, Бабочка — 2890 м, Жохойский — 2880

м). Их моренные отложения, а в некоторых случаях и ледники, перекрывают древние моренные отложения, локализующиеся на относительно более низком СВУК в пределах от 2800 м до 3000 м (Древне-Северный, ВСГАО, Древне-Жохойский и др.). Кроме того, пятый среднестатистический уровень нашей лестницы каров подтвержден радиоуглеродным анализом древнего дерева, найденного нами в 2008 г. в морене п/л Широкого в долине р. Буговек.

М.Г. Гросвальд и В.М. Сильницкая (1964) относят свежий конечный вал морены перед концами ледников в Саянах и Туве к ледниковому максимуму не древнее XVIII–XIX вв. (1700–1800 гг.). Л.Н. Ивановский рекомендует относить их все же к началу 1600 гг. (XVII в.) и

середине XIX в. (1850 г.) (Ивановский, 1981, с. 131). Подобные свежие морены описаны Г.М. Томиловым (1965) в других местах Саян. К середине позапрошлого века (1850 г.) относит почти все свежие морены М.В. Тронов (1949).

Т а б л и ц а 5

Высотные уровни ГМК южного склона хр. Мунку-Сардык

Долины рек	Среднестатистический высотный уровень (СВУК)				
	5	4	3	2	1
Западная	2380	2500	2700, 2600	2940 (Широкый)	3100 (Высокий)
Руч. Озерный (Бурхан)		2500	2640	2800 (Бурхан)	3100 (Пограничный), 3040 (Энтузиастов)
Джаргалант-Гол		2500 (Нижний)	2740 (Заливной), 2640 (Озерко)	2800 (Седло Мунку и 50-лет Победы ВОВ)	2900–2890 (Бабочка)
Баян-Гол	2460	2600, 2680	2820	2920–2980	3100 (Леонова), 3040 (Комарова)
Цаган-Сайрын-Гол	2460 (засыпан)	2600, 2660, 2760			

Сопоставляя последовательность образования ледниковых форм рельефа с северной стороны главной вершины с выше выделяемыми в регионе этапами осцилляции малого ледникового периода, получаем двойственную картину.

Если придерживаться Л.Н. Ивановского (1981, с. 131), временем максимального развития Эхойского уровня палеоледников следует считать 1450 год, Древне-Северного — 1600 год, Перетолчина — 1850 год, то следующее мощное появление ледников в горах Сибири произойдет где-то в 2200 году, а ледник Перетолчина окончательно исчезнет к 2050–2100 годам.

Если следовать возрастным схемам М.В. Тронова (1949), Г.М. Томилова (1965), М.Г. Гросвальда и В.М. Сильницкой (1964), и перенести время максимального развития Древне-Северного ледника на 1750 год, а период с 1900 по 1850 год считать временем максимального оледенения современно-

го ледника Перетолчина, то новое оледенение должно было начаться в 2000 году, а ледник Перетолчина, следовательно, должен был давно стаять.

Истина, вероятно, находится где-то посередине. Мы предлагаем время максимального существования палеоледника Древне-Северного считать 1700 годом, Перетолчина — 1900 годом (рис. 7), тогда время новой осцилляции следует считать 2050 год, когда в цирке с северной стороны г. Мунку-Сардык возродится новый ледник (его условно следует назвать Северным), а современный ледник Перетолчина окончательно стает в ближайшие годы. При этом никакого увеличивающегося темпа потепления или похолодания за последние 100 лет не наблюдается. Доказательством этого являются средние минимальные температуры двух инструментально замеренных периодов зим 1900–1907 гг. и 2006–2010 гг., разница между которыми составляет всего 0,2° С.

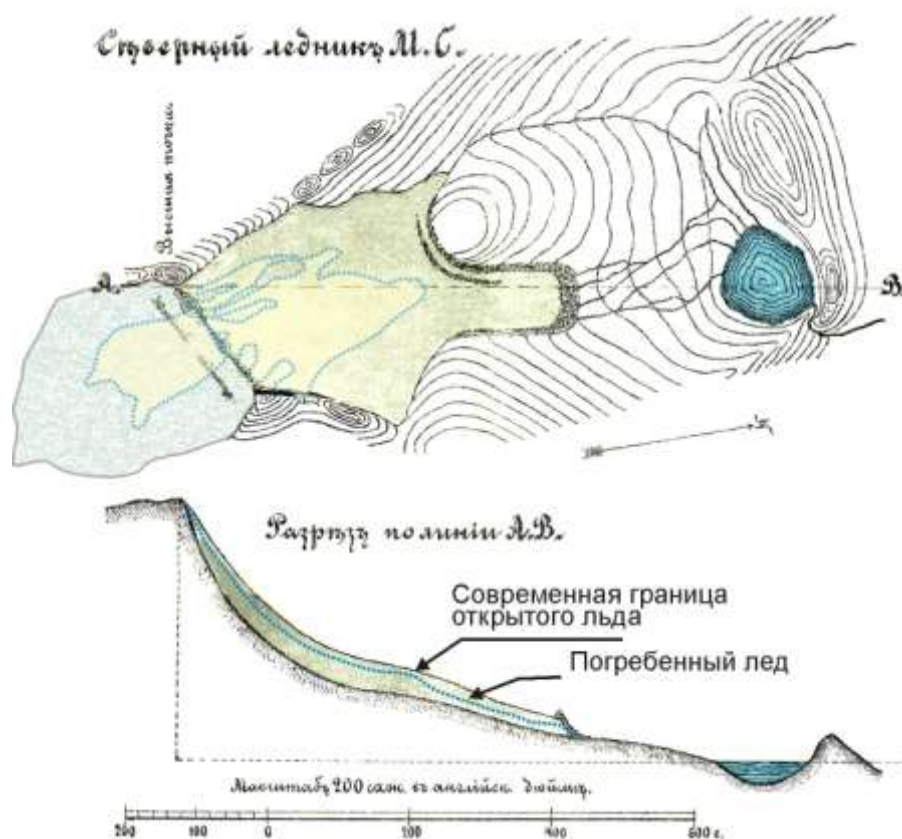


Рис. 7. План и разрез ледника Перетолчина 1900 г. (пунктиром показана современная граница распространения открытого льда) (по Перетолчину, 1908, с нашими дополнениями)

Формы локального оледенения прогрессивной стадии

Первые ледники этого оледенения по сибирской шкале вероятно соответствовали самаровскому ледниковому периоду (135–100 тыс. лет назад). Подробно оледенение этого возрастного уровня рассматривает В.Н. Олюнин в книге «Неотектоника и оледенение Восточного Саяна» (1965). По его мнению, это оледенение в Восточном Саяне было значительным по площади и носило преимущественно долинно-карповый характер, местами переходя в покровное оледенение. В конце этого оледенения долинны ледники рек Белый Иркут, Мугуек, Бугуек подпитывали более крупный Иркутский ледник, они спускались по глубоким трогам с северного

склона хребта Мунку-Сардык из каров-цирков, расположенных около вершины. Иркутский ледник имел широкий (до 6 км) и мощный (до 360 м) язык, заполнивший Мондинскую котловину. Наступившее потепление казанцевского межледниковья явилось причиной интенсивной деградации этого ледника.

Морфологические формы рельефа средних течений Среднего Иркуты, нижние водораздельные части рек Белого и Среднего Иркутов, Мугуека и Бугуека, а также водораздельной части рр. Оки и Иркуты созданы были скорее всего Окинским палеоледником зырянского оледенения (70–80 тыс. лет назад). Этот ледник на исследуемой площади имел площадное водораздельно-долинное распространение и через современный район пер. Ну-Ху (2030 м),

спускался в долину Иркута, где сливаясь с другими ледниками, вероятно, тоже мог достигать Мондинской впадины. Этот ледник был прогрессивного типа оледенения и довольно быстро стаял, оставив на нашей территории лишь минимальное количество аккумулятивных форм, и выровненный (сглаженный) водораздел рек Среднего Иркута, Белого Иркута и Буговека. Местоположение частных палеоледников этого периода см. выше и на рис. 5.

Формы локального оледенения регрессивной стадии

Усть-Иркутный ГМК

По возрасту этот комплекс по сибирской шкале, вероятно, соответствовал первой фазе сартанского оледенения (24–22 тыс. лет назад) и в нашей лестнице занимает восьмой СВУК. Экспозиция основных структур восточная. Реликтовые остатки стенки кара этого ГМК можно наблюдать в верхней части расширения долины, где ее обрамляют высокие скалистые обрывы. Длина его трога и ледников составляет всего 1,5 км. Устье трога висячее и имеет приустьевой ригель, т. к. ледник его впадал в палеоледник долины р. Черный Иркут. Крутой скальный склон правого борта троговой долины в своей верхней части резко переходит в многоступенчатую террасу ледникового происхождения — выровненную, местами заболоченную водораздельную поверхность между рр. Белый Иркут и Бугуек. Террасы-ступени этой поверхности были последовательно сформированы экзарационными процессами ледяных языков палеоледников — Окинского (самая высокая заболоченная площадка, где находится пер. Прямой, 1880 м), Усть-Иркутного и Прямого (площадки более низкого уровня) и представляют собой их ярусные долины (маргинальные каналы).

Выположенные участки более высокого левого борта долины также представляют собой ярусные долины п/л Окинского, Снежного и Портулановского.

Портулановский ГМК

Возраст основных структур ГМК, вероятно, соответствовал второй фазе сартанского оледенения (11–10 тыс. лет назад) и относится к седьмому среднестатистическому высотному уровню. Экспозиция кара и трога восточная. Фрагменты кара, находившегося здесь палеоледника, в виде крутых скальных стенок еще сохранились в приустьевой части р. Мугувек и на первых сотнях метрах долины р. Бел. Иркут вверх от Стрелки (место слияния долин рр. Мугувека и Белого Иркута). Длина его трога и ледников более 3 км. Хорошо сохранились субгоризонтальные пологие плечи вложенных один в другой трогов, оставленных этим палеоледником и п/л Новопортулановским, покрытые столетним лесом. Последний являлся возрожденным, и формировался, вероятно, из льда, поставляемого в данный кар более поздним и выше расположенным п/л Лесным. Его морены распространены по обоим берегам современной реки, слагая первую надпойменную псевдотеррасу и несколько реликтовых остатков осевой морены в виде современных островов. Высота псевдотеррасы составляет 7–12 м. На них любят устраивать свои лагеря туристы. Состав обломков морены смешанный. Здесь преобладают мелкие валуны гранитоидных пород, принесенные ледником с верховий рр. Мугувек и Бел. Иркут. Цемент морены серого цвета супесчаный. Моренный материал часто ложится прямо на необработанную скальную поверхность, доказывая абляционный характер морены.

Вторая псевдотерраса или плечо трога (абсолютные отметки 1900 и менее метров) сложена мощным моренным материалом, данного палеоледника. Состав моренного материала также смешанный и представлен в основном местными породами (известковисто-кремнисто-сланцевого состава). В морене много довольно больших гранитоидных валунов, попавшими в нее с окружающих, более высоких плечей трога. Обломки пород довольно хорошо обработаны и погружены в глисто-супесчаную массу зеленого цвета.

Третья (плечо самого большого вложенного трога с абсолютными отметка-

ми 1900 м и выше) и расположенная еще выше четвертая (абсолютные отметки 2200 м и выше) псевдотеррасы левого борта долины, вероятнее всего, сформированы палеоледниками, существовавшими на более древних этапах палеоледника Окинского. Эти псевдотеррасовые уровни покрыты мощными моренами с гранитоидными обломками различного размера, часто в поперечнике достигающие 3,5–5 м.

Лесной и Бело-Иркутный ГМК

Эти гляциальные морфологические комплексы мы привязали по европейской шкале М. Миланковича (Имбри Д., Имбри К., 1988) к оледенению 8 тыс. лет назад и отнесли к шестому среднестатистическому высотному уровню (см. табл. 2). Это формы последнего этапа отступления и характеризуются специфическим характером. Последние ледяные языки этого времени таяли, вероятно, очень быстро, обеспечивая большой объем многоводных флювиогляциальных потоков и большую массу моренного материала, скопление которого в виде конечных морен, способствовало разветвлению долин и образованию новых направлений каровых лестниц в районе. Например, только с этого этапа в верхних частях цирков (мегакаров) возникли боковые ответвления, а из долины Среднего Иркутка смогли образоваться кары прямо на плече громадного трога Окинского ледника; из Бело-Иркутного цирка заложилась ответвления п/л Констрастного и Конституции; в боковой стенке п/л Лесного зародился кар п/л Горелого, а в нижней части ледника, достигавшего кара п/л Портулановского, образовались маргинальные каналы по краям ледника; из кара п/л Буговекского образовался дренажный канал через водораздел с р. Белый Иркут, заложив в дальнейшем в верхней части новый кар п/л Ледяного, а в нижней части — ручей Ледяной; и др. признаки усложнения гляциального рельефа в этот этап формирования СВУК. Последние подвижки льдов из вышележащих областей питания этих ледников освободили крутые склоны мегакаров от обломочного материала, предопределив значительно более меньшие объемы морен последующих ледников.

На наличие мощных областей питания в начале формирования форм этих двух ГМК указывают четко выраженные плечи трогов в средней части и мощные отложения типично долинных (с окатанными обломками) морен в нижней части комплексов на приустьевом водоразделе рр. Муговек и Белый Иркут. Такое подпруживание морен и ледяных потоков обуславливало возникновение маргинальных каналов в нижних приустьевых участках вдоль правого борта ГМК Лесного и левого борта ГМК Бело-Иркутного.

Для мугувекского ГМК характерно отсутствие четкой выраженности террасированности склонов. Такая нечеткость плечей трога обуславливалась, вероятно, замедленным движением морен из-за подпруживания потока льдом Бело-Иркутного ледника и большого количества обломочного материала, сформировавшего в нижней части долины одну большую псевдотеррасу, сложенную моренным материалом с видимой мощностью в 41 м в крупнообломочной части верхнего слоя и 15,5 м мелкообломочного и супесчанного в нижней части. Обломки окатаны, их петрографический состав разнообразный, преобладает масса гранитоидного материала, но имеется (примерно около 30%) местного, сланцево-кремнисто-карбонатного состава. Супесчано-глинистый цемент представлен почти на 100% местным сланцево-карбонатным материалом темно-серого, серого и коричневого цветов.

С данного СВУК в наших ГМК и парагенезисах начинают преобладать осыпные морены (см. ниже), наблюдаться воронки и трещины-провалы, четкие линии конечных морен, отчетливо выраженные кары, указывающие на длительное сохранение в этом месте мертвого льда. Осыпные морены, сложенные крупноглыбовым материалом, без существенной примеси мелкозема и распространены в верхней части описываемых ГМК.

Ледники этих ГМК достигали кара п/л Портулановского, формируя там возрожденный Ново-Портулановский ледник.

По долине р. Белый Иркут хорошо выражена псевдотеррасированность склонов, отсутствующая или не ясно

выраженная по Мугувеку. Бело-Иркутский палеоледник, в отличие от Лесного, развивался в более широком и более крупном цирке (мегакаре) прогрессивного этапа оледенения, поэтому масштаб и характер возникших здесь ГМК несколько иной. Открытость и прямолинейность долины, позволили далеко вниз спускаться ледовым языкам. Признаки морен этого ледника устанавливаются вплоть до устья руч. Потайного. Интересна история формирования и развития долины этого ручья.

Она, вероятно, заложилась еще на прогрессивном этапе оледенения в виде ложбины подледникового стока п/л Окинского и продолжила формироваться при образовании в ней палеоледника седьмого СВУК. На шестом СВУК в верховьях этого ручья с восточного склона г. Гранитной (2483 м) спускался небольшой палеоледник Эльфов, который в качестве маргинального канала создал долину одноименного ручья и частично подработал в этом же качестве долину ручья Потайного.

По бортам трога ГМК Бело-Иркутского имеется четыре разновысотных и разновозрастных уровня псевдотеррас — плечей вложенных трогов.

Первая терраса с аллювиально-пролювиальными, частично с гляциальными (моренными) отложениями устанавливается почти на всем протяжении комплекса, но наиболее отчетливо проявлена в средней части. Это короткие, первые сотни метров, неширокие 5–6 до 40 м, средней высоты 3–4 до 10 м, с многочисленными западинами, буграми и отдельными большими валунами, покрытые кустами, моховым и травянистым покровом со слабо развитой почвой. На эту террасу часто сверху по течению из поймы заходят еще более низкие пойменные террасы с более ровной поверхностью и аллювиальными осадками. Вероятно, это надпойменные (более высокие) и пойменные (высокой поймы) типичные речные террасы — следы катастрофических наводнений и селевых паводков.

2-я терраса (2090–2140 м) прослеживается на всем протяжении ГМК от кара до Стрелки. В средней части комплекса ширина ее достигает 200–250 м, высота повсеместно составляет не менее 35–40

м. Терраса является плечом трога, т. е. псевдотеррасой, предельно выровнена, заболочена, ниже границы леса покрыта столетним лиственнично-кедровым лесом. На террасе формируются конуса выноса мелких временных водотоков, служивших в прошлом, вероятно, боковыми маргинальными каналами талых вод от края ледника к центру трога (ручьи Аленкин, Маринкин, Александры, рис. 8).

Мощность морены 12–20 м в средней части и 30–50 в нижней части трога. Глыбы в составе морены окатаны, различного, в основном, среднего размера, имеются галечные и песчаные горизонты. Моренные отложения ложатся прямо на коренные кремнисто-карбонатные породы. В верхней части трога (примерно от устья руч. Наледного и вверх по долине, вначале по правому борту, а затем и по левому, наблюдаются конечные абляционно-осыпные морены с реликтовыми признаками четвертой стадии развития глетчера (см. далее). Высота уступов этих морен достигает 15–20 м.

Третья терраса (2200–2300 м), является псевдотеррасой, гляциального происхождения с моренами прогрессивной стадии оледенения. Ширина доходит до 200 м, длина до 1,5–2 км. На верхних уровнях этой псевдотеррасы имеются бараньи лбы, на которых лежат эрратические валуны до 2х3 м в поперечнике и морены с крупными гранитоидными валунами от 0,3х0,2 до 0,4х0,5 м в поперечнике, большое количество обломков и цемент из местных карбонатных пород (мелкозернистые граниты, амфиболиты, известняки и кремнисто-карбонатные породы кремового и серого цветов). Фрагменты этих морен описаны в левом борту ГМК Портулановского (см. выше по тексту), где они перерабатывались моренами п/л Эльфов и могли доходить до ручья Потайного или Ледяного. От краевых частей этой псевдотеррасы — плечей трога формировались боковые маргинальные каналы стока ледниковых вод от краев п/л к центру трога, расширившиеся в конце этой стадии оледенения в небольшие кары или водосборные воронки (см. рис. 8).

Высоту ледяных языков прогрессивного оледенения можно определить по результатам воздействия льда на скальные коренные склоны долины, пред-

ставленные своеобразными крутонаклонными полями курчавых скал на склонах г. Катька Дура (2065 м), пика Обзорного (2900 м). Мощность моренных отложений этой стадии достигала 150–180 м. В составе морены, как ука-

зывалось выше, преобладают обломки гранитоидных пород стадии гранитизации, широко распространенные вокруг цирка-мегакара Бело-Иркутного и вдоль осевой части главного хребта.

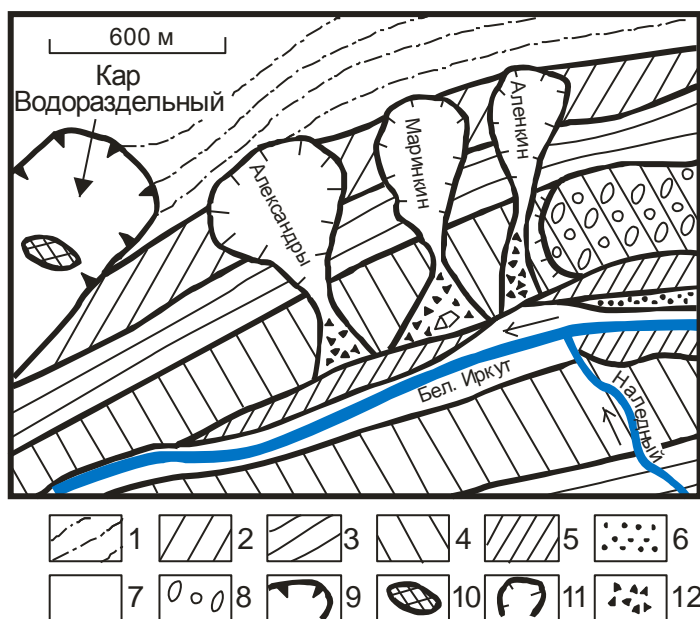


Рис. 8. Правый борт долины Белого Иркутка в среднем течении

1– скальный коренной склон — курчавые скалы; 2– площадка третьей псевдотеррасы; 3– уступ третьей псевдотеррасы; 4– площадка второй псевдотеррасы; 5– первая терраса; 6– высокая пойма; 7– пойма; 8– абляционная морена; 9– кар п/л Водораздельного; 10– ригель; 11– водосборные воронки; 12– конуса выноса

Четвертая терраса (2300–2400 м) — дно трогов пятых СВУК бокового п/л Наледного или реликтовые плечи трогов древних прогрессивных ледников. Последнее менее вероятно, т. к. покрыты они часто обломками местных пород (амфиболиты, кремнистые карбонатные породы, мелкозернистые граниты), с отдельными эрозионными валунами размером 3x5 м. Если это остатки плечей трогов древних ледников, то они чрезвычайно малы и фрагментарны в современной структуре. Их локализация вблизи устьевых частей висячих палеоледников из боковых притоков, позволяет коррелировать их с более высоким, пятым СВУК ручья Наледного.

Палеоледник Бело-Иркутный закончил свою жизнь в сложном каре, развившемся у подножья большого цирка-мегакара, существовавшего здесь, веро-

ятно, еще со времен прогрессивного оледенения (сартанского). С этого мегакара получали подпитку все отступающие палеоледники долины. Формировавшийся здесь реликтовый лед окончательно стаял с исчезновением п/л Бело-Иркутного. Область питания этого п/л полностью лежит в пределах развития гранитоидных пород, поэтому состав всех обломков морен, как древнее палеоледника Бело-Иркутного, так и его собственные очень близок. Отличить древние от молодых можно только по положению в структуре гляциального комплекса и по характеру окатанности обломков.

Более древние морены, как правило, располагаются на плечах трога, расположенных выше (2–3 псевдотеррасы), обломки в них в большинстве своем окатаны, размер некоторых превышает

3–4 м. в поперечнике, мощности повышены (до 20 и более метров) и сохраняются, как правило, на больших расстояниях от верховий до самого устья.

Молодые морены менее мощные (до 10 м) и тяготеют ближе к приустьевым частям долины. Обломки среднего и мелкого размера, окатаны. Особняком среди них стоят, как отмечалось при описании п/л Лесного, осыпные морены последних стадий отступления ледника. Располагаются они в виде коротких, но мощных (до 15 м), в различных направлениях удлиненных валов и изометричных бугров, образовавшихся над многочисленными продольными, диагональными и поперечными термокарстовыми трещинами-провалами в некогда погребенном льду существовавшего здесь глетчера по схеме рисунка 10б, по типу формирования инверсионного рельефа. Т. е. там, где во время активной жизни ледника были удлиненные впадины-трещины и изометричные провалы-воронки, сейчас наблюдаются валы и бугры.

Луговой, Конституции и Ровный ГСК

Палеоледники Луговой и Ровный, имевшие небольшие трог и довольно протяженные языки льда, существовали в коротком климатическом температурном минимуме около 5,5 тыс. лет назад. Палеоледник Конституции, в цирке к северу от одноименного пика (2974 м), имел короткий трог и небольшую длину ледяных языков, т. к. на коротком расстоянии впадал в палеоледник Ровный. Все эти ледники относятся к пятому среднестатистическому уровню, который отмечает начало нового наступления горных ледников, после термического оптимума, т. к. в моренах этого уровня мы обнаружили ствол древнего дерева с углеродным возрастом 7,5 тыс. лет. Скорее всего кары этого уровня были заложены в цирках прогрессивного этапа оледенения, т. к. почти все они имеют повышенную ширину, значительную выровненность дна и характеризуются почти полным отсутствием моренного материала. Троги небольшие и заканчиваются ригелями, развивающимися над стенками каров предыдущего СВУК, где обычно формируют два ледовых стока-прорыва. Раздвоение на-

правлений каровых лестниц вверх по долинам от этого комплекса позволяет предполагать наличие ледяных пятен висячих ледников, питавших ледники этого уровня.

Типичное строение гляциального морфологического комплекса этого уровня мы подробно рассмотрим на примере Лугового ГМК и немного коснемся аналогичных морфологических форм долины Белого Иркута, которые имеет меньшую изученность и требует дальнейших детальных полевых исследований.

Название Луговой, комплекс получил по прекрасному современному горному лугу в его каре. Длина комплекса (трога) составляет 2 км, ширина достигает 500 м. Его ледники почти на километр по левому борту заходили в нижележащий Лесной комплекс, чем значительно сузили его ширину. Подавляющее большинство морен комплекса представлено осыпным типом. Абляционные и долин-ные морены устанавливаются только в виде реликтов по центру долины, осыпные по краям. Высота уступов первых составляет 1–10 м, вторых — до 15–20 м. Типичного западинно-бугристого рельефа старых глетчеров не наблюдается, видимо, формирование и стаивание ледника произошло очень быстро.

Кар комплекса пустой, морен нет, на выходе имеется невысокий но протяженный ригель, представленный невысокими курчавыми скалами. Видимо на последних стадиях таяния льда в нем было неглубокое ледниковое озеро, которое в последующем быстро заполнилось флювиально-гляциальными отложениями ледников последующих СВУК (Пристенного, Сухого и частично Эхойского), превратившись в заболоченный луг.

Высокие коренные борта долины или склоны горы Катька Дура (2065 м) и пика А. Кузьмина (2974 м) несут следы ледниковой экзарации прогрессивной стадии оледенения в виде крутонаклонных полей курчавых скал.

Сухой, Пристенный, Шатаевой, Уютный и Контрастов ГМК

Эти комплексы по европейской шкале М. Миланковича (Имбри Д., Имбри К., 1988) соответствовали оледенению

2,4 тыс. лет назад. В среднестатистической высотной шкале они занимают четвертый уровень. Гляциальный комплекс повсеместно представлен: небольшими сильно заваленными (не только собственными отложениями, но материалом выше расположенных ГМК) карами, короткими, почти отсутствующими трогами, осыпными моренами в которых часто присутствуют огромные глыбы до 5 и более метров в поперечнике. Представление о размерах и другие количественные характеристики можно получить в табл. 2–3. Рельеф морен соответствует глетчерам четвертого этапа, все ложбины давно превратились в небольшие ручьи.

Сухой и Пристенный ГМК выделяются в долине р. Мугувек к северу от главной вершины Мунку-Сардык. Первый у подножья г. Эскадрилья (3177 м), второй г. Авиатор (3333 м). Шатаевой и Уютный ГМК находятся в верховьях р. Белый Иркут, соответственно, к востоку от пер. Шатаевой (2730 м), к северу от пер. Горный (3050 м), а Контрастов — к запад-юго-западу от пика Обзорный (2900 м).

Озерный, Эхойский, Переметный ГМК

Время максимального развития этих ледников, вероятно, совпадает с похолоданием середины XV века, т. е. с началом, так называемого, малого ледникового периода. Современное положение климатической снеговой линии находится на высоте около 3,5 тыс. метров. Согласно рис. 4 в 1700 и 1450 гг. (соответственно 310 и 560 лет тому назад) местная снеговая граница должна была опускаться ниже современного уровня на 300–400 м, обуславливая два этапа наступлений ледников за счет увеличения массы льда, продвижение ледника вниз по короткой троговой долине и формирование краевой остаточной морены. Что в действительности мы и наблюдаем, изучая современные морены ледников Радде, Перетолчина и Бабочки. Нарращивание массы льда позволяет им далеко сбрасывать с себя накопившейся за более менее теплый период моренный материал осколочного характера, освобождая на значительной площади расположенные гипсометриче-

ски ниже по склону подземные части ледника и увеличивать площадь открытого льда.

В цирке с северной стороны г. Мунку-Сардык, как по палеоклиматическим, так и по геоморфологическим полевым исследованиям, наблюдаются три уровня каров «малого ледникового периода» (рис. 9). На каждом их этих уровней в цирке северного склона г. Мунку-Сардык формировался ледник со своим каром и небольшим трогом. Первый, наиболее древний ледник, получил название Эхойский. Время максимальной активности ледника, вероятно, относится к 1450 году. Второй ледник — Древне-Северный, время максимальной активности 1700 год. За третьим, современным ледником, следует закрепить название ледника Перетолчина со временем максимального развития 1900 г.

На исследуемой территории в это время существовало большое количество небольших каровых ледников с короткими трогами: в долине р. Мугувек — Озерный, Эхойский; в долине р. Бел. Иркут — Горный, Промежуточный, ВСГАО. На пер. Контрастов — истоки Ср. Иркуты существовал Переметный палеоледник, создавший прорыв хребта. Со стороны Среднего Иркуты находятся более мягкие породы, в которых быстро сформировался водно-эрозионный цирк, оставив лишь редкие фрагменты ледникового трога того ледника. Со стороны Белого Иркуты действовал, вероятно, более активный ледник, создавший хорошо сформированную троговую долину и значительно загущавший почти все гляциальные структуры более древних ледников ниже по долине.

Древне-Северный ГМК

Ригель этого ледника находится в районе г. Фараон. Свой моренный материал он сбрасывал двумя короткими языками в кар палеоледника Пристенного и к подножию г. Фараон, достигая изредка оз. Эхой, правым своим языком. Время максимального объема этого ледника, вероятно, приходится на ранний период похолодания в XVIII веке (1700 год).

Остатки глетчера палеоледника Древне-Северного можно наблюдать в виде древней морены выходящей из-под

фронтального уступа осыпной морены левого потока ледника Перетолчина с многочисленными ложбинами, западинами и грядами. Этот глетчер в настоящее время находится на четвертом этапе развития, когда весь подземный лед, вероятно, уже является мертвым с большой долей инфильтрационной состав-

ляющей. Обломки этого глетчера, в отличие от обломков глетчера ледника Перетолчина, покрыты разнообразными лишайниками и мхами, а в местах накопления мелкозема наблюдается разнообразная травянистая растительность характерная для этого высотного уровня.

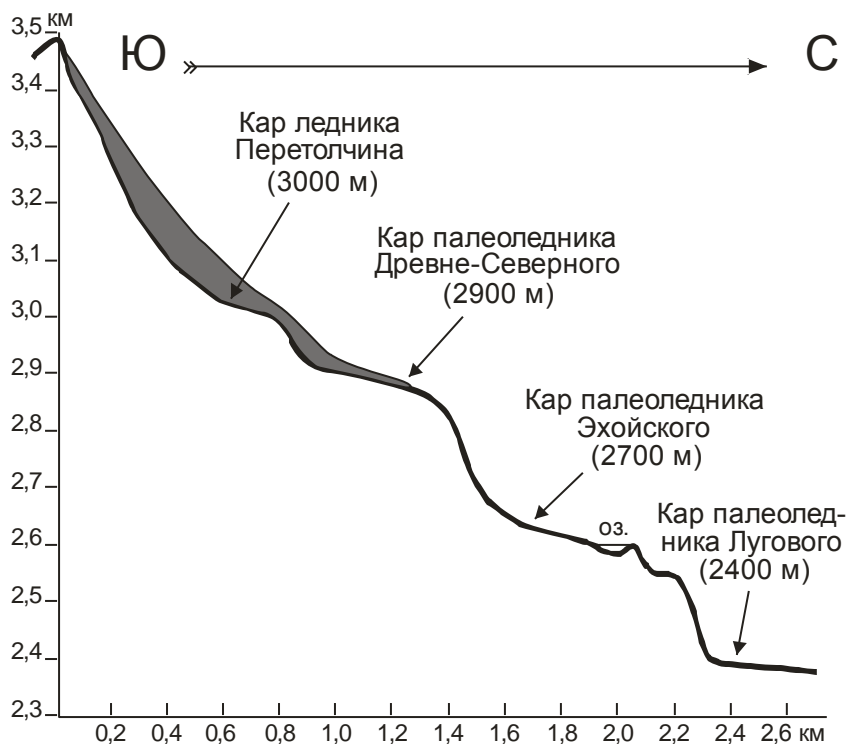


Рис. 9. Ступени каровой лестницы с северной стороны г. Мунку-Сардык.

Фронтального уступа этот глетчер не имеет, т. к. он заканчивается перед ригелем. А когда наблюдались активные подвижки ледника, излишки льда сбрасывались с ригеля в кар палеоледника Эхойского, формируя там возрожденный ледник-глетчер, который здесь и таял, оставляя абляционные бугры и изометричные западины у подножья горы Фараон.

Часть ледниковой массы возрожденного ледника в период максимальной активности двигалась в сторону оз. Эхой и сбрасывалась в кар палеоледника Пристенного. Свидетелями этого являются остатки боковой морены, гиганто-обломочная абляционная морена на дне кара палеоледника Эхойского, бараньи

лобы, оставленные ледником при «переползании» через спинку кара палеоледника Пристенного и абляционно-осыпная морена в его каре.

ВСГАО

Палеоледник назван по наименованию Восточно-Сибирской государственной академии образования г. Иркутска и является уникальным по своему строению. Палеоледник относится ко второму СВУК. Время максимального развития палеоледника аналогично п/л Древне-Северному и отвечает 1700 году н. э. Экспозиция кара и трога — северная. Часть стенки кара его в настоящее время находится подо льдом современного ледника Радде. Длина абляционно-

осыпной морены составляет 600 м. Она обрывается на крутом склоне стенки п/л Шатаевой.

Этим палеоледником было заложено два стока льда. По левому стоку двигалась небольшая масса льда достигающая кара п/л Шатаевой четвертого СВУК. По правому стоку происходил, вероятно основной сброс льда и обломочного материала, т. к. им был совершенно завален п/л Промежуточный третьего СВУК. Состав обеих осыпных морен одинаков. Это, в основном, остроугольный крупно-глыбовый и среднеглыбовый гранитоидный материал с окружающих скал, без существенной примеси мелкозема. Все глыбы обильно покрыты лишайниками и мхом, между ними встречается высшая травянистая растительность. Палеоледник прошел все стадии развития каменного глетчера (см. далее).

Малые формы локального оледенения (каровые ледники)

Перетолчина и Радде ГМК

Эти ледники имели свои максимальные размеры, скорее всего, в середине или самом конце XIX века (1900 год). Об этом нам говорит конечная морена ледника Перетолчина, изображенная на составленной С.П. Перетолчиным карте и не продвинувшаяся за последние 110 лет ни на один метр (см. рис. 7).

Часть ледника Перетолчина с открытой поверхностью льда морфологически похожа на висячий ледник, но последние не имеют ригелей и характеризуются незначительными мощностями льда. Нижняя масса льда ледника Перетолчина скрыта под мореной в виде каменного глетчера, который может иметь небольшой седловинный (с пологим ложем) кар и ригель. Ледник начал интенсивно таять, вероятно, лишь с начала XX века. Наблюдения С.П. Перетолчина столетней давности фактически отметили его максимальные размеры. За последние сто лет произошло значительное сокращение (отступление) открытой части ледника. Нижняя часть ледника как бы перешла на подземный образ жизни, превратившись в каменный глетчер.

Согласно Л.Н. Ивановскому (1981) с небольшими нашими дополнениями,

при формировании каменных глетчеров можно выделить четыре этапа.

Признаки зарождающегося глетчера начинают проявляться, когда открытая часть поверхности ледника как бы отступает в верховья долины, постепенно засыпаясь обломочным материалом (1 этап).

На втором этапе, покрытая обломочным материалом часть ледника еще более покрывается «бронирована» обломочным материалом. На этом этапе у забронированных ледников могут появляться участки мертвого льда. Граница между еще сплошным ледником и мертвой его частью определяется по движению поверхностной морены, при этом участки мертвого льда характеризуются отсутствием значительных подвижек льда и поверхностной морены.

Во время третьего этапа каменный глетчер формируется окончательно. На его поверхности выделяются четкие и глубокие продольные поперечные ложбины-рвы-провалы над трещинами в ледяном теле подземной части ледника (рис. 10а). Конец ледника, как и во время первых двух этапов, тоже не виден. Он скрыт под моренным материалом. Наблюдаются дифференцированные криогенные подвижки поверхностных слоев рыхлых отложений и пластические перемещения сцементированной вторичным и первичным льдом массы каменного глетчера. В результате этих подвижек образуются многочисленные поперечные гряды, ложбины, уступы и пр. Наиболее древняя приконцевая часть обычно выглядит в виде фронтального уступа, моренный материал, которого часто перемешан со склоновыми отложениями или навален на морены предыдущих стадий. Эта часть глетчера цементируется лишь инфильтрационным льдом.

На четвертом этапе таяние ледника заканчивается (в том числе и погребенного мертвого льда), открытая поверхность верхней части ледника окончательно исчезает, процессы моренообразования и преобразования прекращаются и возникает своеобразная инверсионная структура рельефа этой морены (рис. 10б). А краевые части моренных отложений постепенно смешиваются с продуктами выветривания склонов долины. Такие новообразованные валы можно ошибочно принять за стадиальные морены.

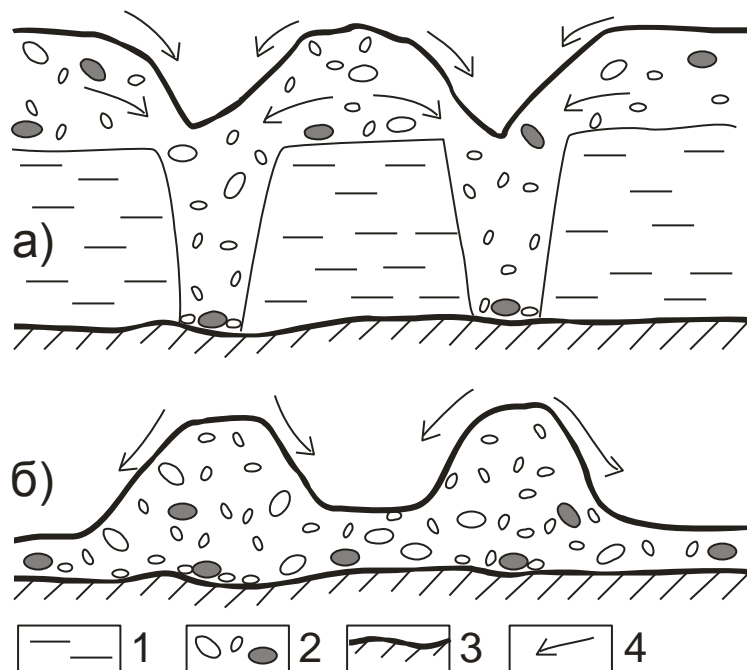


Рис. 10. Характер поверхности рельефа морен на третьей стадии развития глетчера (а) и четвертой (б). Механизм формирования ложных моренных впадов

1 – погребенный (мертвый) лед; 2 – моренный материал; 3 – подстилающая поверхность; 4 – направление движения каменного материала

В нашем случае, формируемый каменный глетчер в нижних частях ледника Перетолчина, согласно вышеприведенной последовательности формирования, находится на различных этапах развития. Первый этап давно прошел или выделить его на ледниках подобного типа не представляется возможным. Скорее всего, этот этап просто не имеет смысла выделять, т. к. ледник практически не имеет троговой части и отступить ему некуда. Он родился, живет и умрет в созданном им же каре. В настоящее время сразу же после открытой поверхности ледника на более менее выровненной его нижней части формируется каменный глетчер с характеристиками, отвечающими второму этапу.

В каровых ледниках, к типу которых следует относить ледник Перетолчина, формирование глетчера на втором этапе происходит в несколько по иному, чем в карово-тропогих ледниках. Здесь образования типичной абляционной морены не происходит, а вместо нее формируется своеобразная морена из осколков

пород, скатившихся с крутого интервала открытой части ледника. Скатывающиеся на огромной скорости по поверхности ледника обломки часто сталкиваются друг с другом или с лежащими на леднике глыбами и разбиваются на остроугольные обломки, скапливающиеся у подножья открытого льда или далеко улетая в середину уже отложившихся точно таких же обломков. По внешнему виду обломки очень похожи на породу отвалов подземных горных выработок, которые проходят буровзрывным способом. Такую морену мы предлагаем назвать **дислокационной осыпной мореной** или просто **осыпной мореной**. Подобные морены описаны в литературе, у ледника № 33 в хр. Кодар (Штурмер, 1962), на Алтае (Ивановский 1967) и др. Осыпная и абляционная морены таким образом отличаются генетически и морфологически².

² Прекрасные абляционные морены установлены нами в троговой части ледника Радде.

Осыпные морены формируются вблизи круто-наклонных каровых ледников, которые длительное время живут в карах, испытывая в зависимости от погодных условий и климата этапы абляций или осцилляций. Постоянная смена этих процессов удерживает положение края ледника длительное время на одном и том же месте. Открытая круто-наклонная поверхность льда таких ледников напоминает ледники, стоящие у стенки и опирающиеся на свои субгоризонтальные части, как правило, погребенные под небольшим слоем осыпной морены. Это последняя стадия исчезновения открытого льда отступающих ледников регрессивной стадии оледенения высокогорных районов и подробно в литературе еще не описана. Это стадия карового умирания ледников путем сокращения площади открытого льда (области питания) не с нижней части (низ их обычно давно погребен под осыпной мореной), как это бывает в карово-долинных ледниках, а с верхней части.

Осыпная морена формируется из остроугольных обломков в виде куч, валов, плащей. В ней собраны осколки совершенно разнообразного размера. Очень больших глыб почти нет или они присутствуют в единичных экземплярах, окруженные щебнисто-глыбовым среднеразмерным материалом. Увидеть подземный лед в такой морене чрезвычайно трудно. Лишь в некоторые годы наиболее интенсивной водной наледной подземной эрозии льда вдоль продольных трещин возможно появление осыпных рытвин, вернее провалов и воронок, на стенках и дне которых обнажается подземный лед, насыщенный остроугольными обломками. Иногда в таких провалах открываются протяженные ледяные пещеры, вымытые талой водой в погребенном льду. Мощность поверхностной морены во всех задокументированных случаях таких промоин не превышала одного, полутора метров, и в среднем составляла всего один метр.

Ничего подобного в абляционных моренах не наблюдается. Чаще всего в них над промоинами-трещинами висят, соприкасаясь друг с другом, словно арочные мосты огромные камни, удерживающиеся от падения в полость лишь за счет трения и размера. Абляционная морена состоит, в основном, из более или менее окатанных обломков, часто огромных размеров, прошедших обра-

ботку и транспортировку внутри ледника, которые хаотически с большими воздушными промежутками нагромождаются друг на друга. В самых глубоких местах таких морен часто наблюдается нарастающий или новообразованный инфильтрационный лед. Относительные размеры глыб близки друг другу.

Образуемые аккумуляционные формы рельефа глетчера, находящегося на втором этапе своего развития, в зависимости от преобладающей летней погоды, постоянно меняются. В засушливые маловодные годы формируются ровные, оползнеподобные блино- или лепешкоплащеобразные маломощные осыпные морены, покрывающие значительные площади открытого льда. В дождливые годы, особенно, когда идут ливневые теплые дожди (2006 г.), эта часть глетчера может исчезнуть, а накопленный обломочный материал в виде каменных селей и быстрых оползней по поверхности ледника съехать вниз по склону и сформировать очередную гряду в области развития глетчера третьего этапа. При этом и на участке третьего этапа происходит некоторая перестройка моренных форм, закрытие и сужение ложбин, сближение (скупивание) гряд и бугров.

Примером почти совершенно ушедшего под землю ледника может служить ледник Бабочка, у которого совершенно исчезла (стаяла) круто-наклонная часть льда, а оставшаяся, почти горизонтальная часть продолжает постепенно покрываться осколками, скатившимися со склона кара. Максимальная длина открытого льда здесь в 2008 году составляла всего 80–90 м. Совершенно перешли на «подземный образ жизни» ледник Энтузиастов под перевалом 50-летия Победы в МНР (3000 м), ледник Рыжий, находящийся в одном километре к северу от оз. Солярис, названный по одноименному пику высотой 3129 м, у подножья которого находится его кар. Подобный вышеописанным, является ледник Жохойский в верховьях р. Жохой, севернее п. Пограничный (3490 м), который полностью к настоящему времени практически исчез, однако по некоторым признакам под его конечной мореной еще сохранился лед (наличие выпуклых глыбисто-моренных валов-уступов, раздельных трещиноподобными провалами). Он брал свое начало в небольшом каре (абс. высота дна кара 3100 м), создал современную конечную

осыпную морену, заканчивающуюся в 300 м от кара, и, частично заполнил нижележащий древний кар п/л Древне-Жохойского, двигаясь к озеру и впадая в него с запада широким и мощным моренно-глыбовым потоком шириной до 150 м с крутизной уступа до 40° и высотой до 60–80 м.

Признаками того, что ледник не покинул своего кара или сохранились его подземные погребенные части, являются: выделения газа водорослями, продолжающими свою деятельность под мореной, с запахом аммиака; снежники-многолетки, долго задерживающиеся на дневной поверхности этих каров; осыпной тип «живых» морен свежего облика с многочисленными трещинами-провалами и т. п. Талые воды снежников и дожди продолжают питать погребенный лед под осыпными моренами. Ледник же переходит в третью стадию развития каменного глетчера со своеобразной динамикой жизни.

Глетчер третьего этапа развития обычно формируется ниже по склону на пологой части ледника. Поверхность глетчера здесь характеризуется наличием многочисленных провалов-ложбин, возникающих над продольными, поперечными и диагональными трещинами погребенного под мореной льда. В самой нижней части глетчера, наблюдаются многочисленные гряды, бугры разделенные ложбинами, примерно тех же направлений, что и на предыдущем участке-этапе. Только здесь трещины провалы в результате более интенсивного таяния погребенного льда, шире и длиннее, мелкие трещины объединяются в одну, что приводит к тому, что вместо ровной поверхности с отдельными провалами-ложбинами, возникает бугристо-грядово-западинная.

Окончание ледника Перетолчина под мореной не определяется (см. рис. 7). Конец глетчера представлен фронтальной грядой или уступом максимальной высотой до 40 м в виде осыпной морены с обломками свежего облика. На ней не растет никакой растительности, очень мало мхов и лишайников. Материал уступа надвинут на морену предыдущего этапа оледенения, когда здесь существовал палеоледник Древне-Северный, который, как и ледник Перетолчина, превратился в глетчер на конечном этапе своего формирования.

Ледник Радде спускается двумя глетчерными языками по двум краевым

стокам, формируя в центре конечную современную свежую осыпную морену протяженностью 550 м от его стенки, или одним широким языком глетчера с формированием по центру осевой осыпной морены. Открытая поверхность льда ледника из-за труднодоступности почти не исследована. Нижняя часть представляет собой глетчер на второй стадии с активным развитием трещин-провалов диагонального, продольного и поперечного типов. Вал конечной современной морены был сформирован, вероятно, так же как и на леднике Перетолчина, в 1900 году или несколько раньше. Наблюдения за нижней частью открытой поверхности льда мы ведем с 2005 года, результаты обобщены в ряде статей (Коваленко и др., 2010; Иванов и др., 2010; Коваленко и др., 2009; Китов и др., 2009; Дроздова и др., 2006).

В заключение отметим основные благоприятные причины появления лестницы каров в горном массиве Мунку-Сардык:

Резко-континентальный климат с малым количеством снега, что препятствует развитию нивальных ниш параллельно с ледниковыми карами.

Высота хребта, почти достигающая уровня современной снеговой границы (3500 м), что привело к развитию современного оледенения, так называемого «малого ледникового периода».

Расположение района исследований на склоне хребта северной экспозиции.

Отставание неотектонического воздымания горного массива от деградации снеговой линии, в противном случае каровой лестницы бы не получилось, а ледники всех стадий оледенения находились бы и жили в одних и тех же карах.

Этой первой статьей мы рассмотрели основные элементы строения гляциального рельефа горного массива Мунку-Сардык на примере подробного обсуждения гляциальных морфологических комплексов и парагенезисов двух современных долин Белого Иркутка и Мугувека. В последующих статьях мы подробно остановимся на геоморфологии ледниковых форм рельефа других долин рр. Среднего Иркутка, Бугувека, Буготы, Жохоя, Бажира и монгольского, южного склона горного массива и приведем статистические данные по основным параметрам гляциальных форм.

Литература

- Гросвальд М.Г., Сильницкая В.М.* Современные ледники Саяно-Тувинского нагорья // Мат-лы гляциол. исслед. Хроника, обсуждения.– 1964.– Вып. 10.– С. 281–285.
- Грудинин Г.В.* Плейстоцен-голоценовая история оледенения Иркутской области : учеб. пособие.– Иркутск: Иркут. гос. пед. ун-т, 1996.– 101 с.
- Дроздова О.В., Коваленко С.Н.* Геоморфологическое строение и современное оледенение района г. Мунку-Сардык (Восточный Саян, Бурятия) // Записки каф. географии естественно-географического факультета Иркутского государственного педагогического университета: Сб. ст. – Вып. 2. – Иркутск: Изд-во ГОУ ВПО «Иркут. гос. пед. ун-т», 2006.– С. 33–46.
- Иванов Е.Н., Китов А.Д., Коваленко С.Н., Плюснин В.М.* Современное состояние нивально-гляциальных геосистем горных массивов юга Восточной Сибири // Тематическое картографирование для создания инфраструктур пространственных данных / Материалы IX научной конференции по тематической картографии (Иркутск, 9–12 ноября 2010 г.).– Иркутск: Изд-во Ин-та географии им. В.Б. Сочавы СО РАН, 2010.– В 2-х т.– Т. 2.– С. 140–143.
- Ивановский Л.Н.* Гляциальная геоморфология гор (на примере Сибири и Дальнего Востока).– Новосибирск: Наука, 1981.– 173 с.
- Ивановский Л.Н.* Формы ледникового рельефа и их палеогеографическое значение на Алтае.– Л.: Наука, 1967.– 263 с.
- Имбри Д., Имбри К.П.* Тайны ледниковых эпох.– М.: Прогресс, 1988.– 263 с.
- Каталог ледников СССР.– Л.: Гидрометеоиздат, 1973.– Том 16, вып. 2, часть 1.– 63 с.
- Китов А.Д., Коваленко С.Н., Плюснин В.М.* Итоги 100-летних наблюдений за динамикой гляциальных геосистем массива Мунку-Сардык // География и природные ресурсы.– 2009.– № 3.– С. 101–108.
- Коваленко С.Н., Ильинский В.А.* Современные эрозионные формы рельефа района г. Мунку-Сардык // Вестник кафедры географии Вост.-Сиб. гос. академии образования.– 2010.– № 1.– С. 40–49.
- Коваленко С.Н., Китов А.Д., Дроздова О.В.* Научные экспедиции клуба «Портулан» в район Мунку-Сардык (Восточный Саян) // Записки кафедры географии естественно-географического факультета Иркутского государственного педагогического университета: Сб. ст. – Вып. 5. – Иркутск: Изд-во ГОУ ВПО «Иркут. гос. пед. ун-т», 2009.– С. 66–75.
- Максимов Е.В.* Кары, как основной показатель динамики снеговой линии в горах // Докл. на ежегодных чтениях памяти Л.С. Берга.– Т. 8 (14).– Л., 1968.– С. 93–117.
- Максимов Е.В.* Новые данные о ритмичности природных процессов в горноледниковых районах // Докл. отд. и комис. Геогр. об-ва СССР.– Л., 1970.– Т. 30, вып. 16.– С. 119–130.
- Максимов Е.В.* О происхождении террас Мондинской котловины в Восточном Саяне.– Изв. ВГО.– 1965.– Т. 97, вып. 4.– С. 370–373.
- Максимов Е.В.* Проблемы оледенения Земли и ритмы в природе.– Л., 1972.– 295 с.
- Олюнин В.Н.* Неотектоника и оледенение Восточного Саяна.– М.: Наука, 1965.– 126 с.
- Перетолчин С.П.* Ледники хребта Мунку-Сардык.– Томск: Типо-литография Сиб. Печатного Дела, 1908.– 60 с.
- Сильницкая В.И.* Новые данные о современных ледниках Восточного Саяна // Мат-лы гляциол. исслед. Хроника, обсуждения.– М.; 1965.– Вып. 12.– С. 67–70.
- Томилов Г.М.* Современное оледенение юго-восточной части Восточного Саяна // Мат-лы гляциол. исслед. Хроника, обсуждения.– М.; 1965.– Вып. 11.– С. 87–91.
- Тронов М.В.* Очерки оледенения Алтая.– М., 1949.– 376 с.
- Цхурбаев Ф.И.* Условия формирования, типы и строение золотоносных россыпей Южного Верхоленья.– Якутск, 1971.– 142 с.
- Шнитников А.В.* Изменчивость общей увлажненности материков Северного полушария.– М.–Л., 1957.– 337 с.
- Штурмер Ю.А.* Некоторые наблюдения в высокогорье хребта Кодар // Мат-лы гляциол. исслед. Хроника, обсуждения.– 1962.– Вып. 5.– С. 19–28.

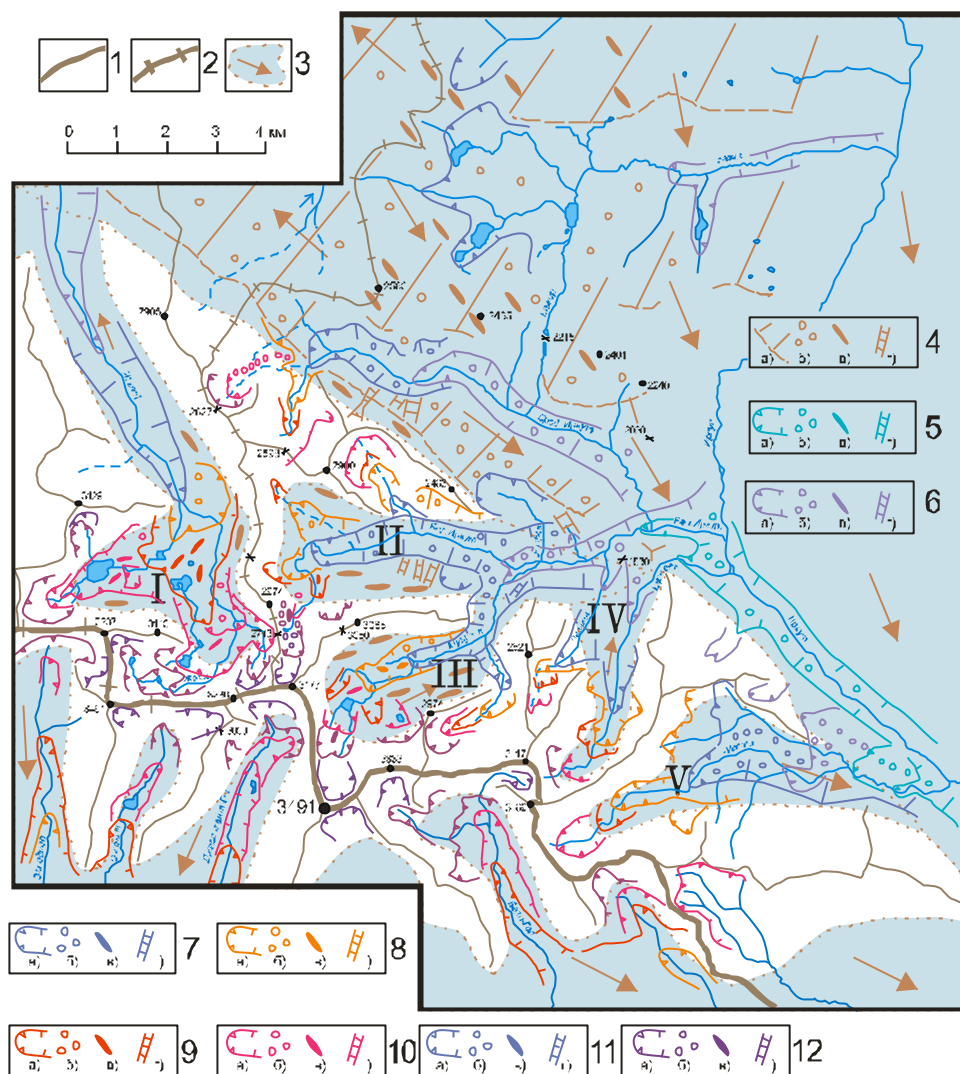


Рис. 5. Гляциальные морфологические комплексы района г. Мунку-Сардык (3491 м)

1– оси водораздельных хребтов; 2– ось водораздельного хребта бассейнов рек Оки, Иркутка и Селенги; 3– максимальные границы зырянского оледенения и направление движения ледников (I– Жохойского, II– Бело-Иркутного, III– Мугувекского, IV– Бугувекского, V– Буготинского); 4– формы прогрессивных Окинских ледников (а– плечи трогов, б– морены, в– курчавые скалы, г– эпигенетические долины); 5– структуры восьмого среднестатистического высотного уровня (а– плечи трогов, б– морены, в– курчавые скалы, г– эпигенетические долины); 6– формы седьмого среднестатистического высотного уровня (а– плечи трогов, б– морены, в– курчавые скалы, г– эпигенетические долины); 7– формы шестого среднестатистического высотного уровня (а– плечи трогов, б– морены, в– курчавые скалы, г– эпигенетические долины); 8– формы пятого среднестатистического высотного уровня (а– плечи трогов, б– морены, в– курчавые скалы, г– эпигенетические долины); 9– формы четвертого среднестатистического высотного уровня (а– плечи трогов, б– морены, в– курчавые скалы, г– эпигенетические долины); 10– формы третьего среднестатистического высотного уровня (а– плечи трогов, б– морены, в– курчавые скалы, г– эпигенетические долины); 11– формы второго среднестатистического высотного уровня (а– плечи трогов, б– морены, в– курчавые скалы, г– эпигенетические долины); 12– формы первого, современного, среднестатистического высотного уровня (а– плечи трогов, б– морены, в– курчавые скалы, г– эпигенетические долины)