

Быстрое сокращение ледника Большой Азау в Приэльбрусье на фоне стабильных климатических условий и возникающие при этом риски

Fast retreat of the Bolshoy AZAU GLACIER in the ELBRUS area in stable climatic conditions and associated risks

ВАСИЛЬЧУК Ю.К., ЧИЖОВА Ю.Н.,
БУДАНЦЕВА Н.А., МУХИНА Ю.С.¹

Географический и геологический факультеты
МГУ им. М.В. Ломоносова

¹ Инженерно-технологический центр «СканЭкс»

VASILCHUK YU.K., CHIZHOVA JU.N.,
BUDANTSEVA N.B., MUKHINA JU.S.¹

Departments of geography and geology
of Moscow State University

¹ «ScanEx» Engineering & Technological Centre

Ключевые слова: Кавказ; Приэльбрусье; лед; снежный покров; язык ледника; отступление ледника; сокращение ледника; пульсация ледника; изотопы кислорода и водорода; дейтериевый эксцесс.

Аннотация: в статье рассмотрены различные аспекты наступления и отступления ледников мира и возникающие при этом опасности. Новые изотопные данные по мертвому льду языка ледника Большой Азау в Приэльбрусье показали, что значительные изменения положения языка и подвижки ледника пульсационного типа за последние 100 лет происходили на фоне стабильных температурных условий.

Key words: Caucasus; the Elbrus area; ice; snow cover; glacier tongue; glacier recession; glacier retreat; glacier pulsation; oxygen and hydrogen isotopes; deuterium excess.

Abstract: the paper considers various aspects of glacier expansion and recession and associated hazards. The new isotope data on the dead ice of the Bolshoy Azau glacier tongue shows that significant changes of the tongue location and the glacier movements of pulsating type during the past 100 years have occurred in stable temperature conditions.

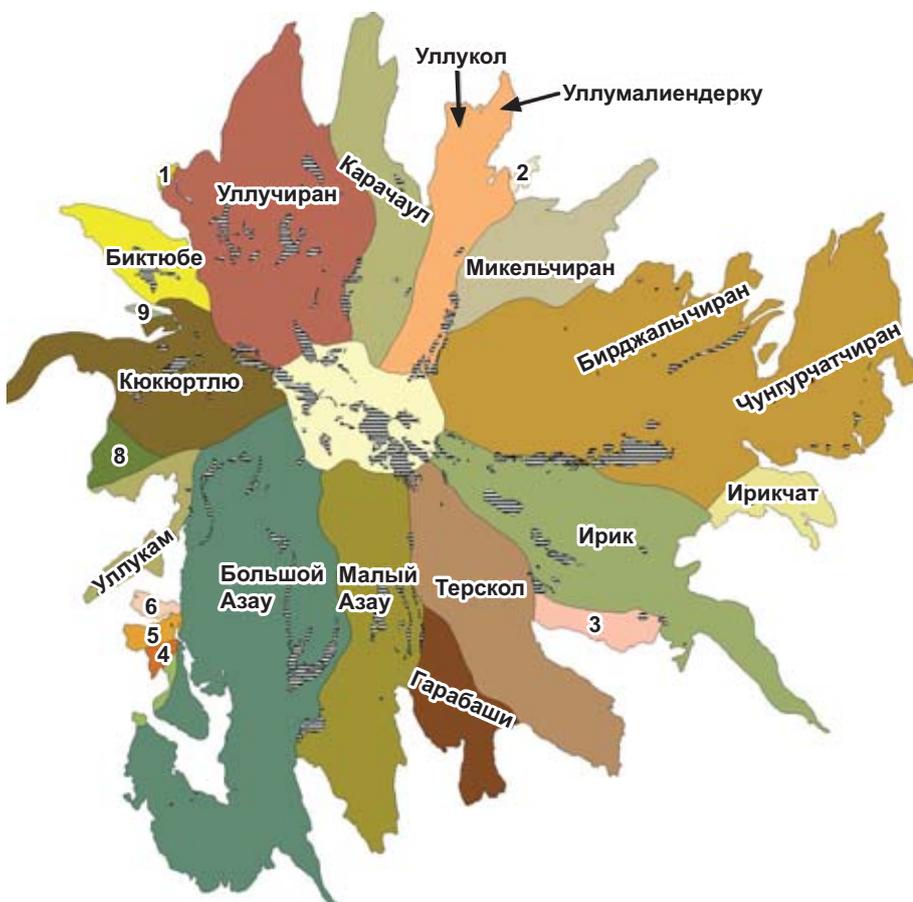


Рис. 1. Положение ледника Большой Азау в ледниковом комплексе Эльбруса

Введение

Оценка риска опасных природных явлений, вызванных динамикой горных ледников и прорывоопасными гляциальными озерами, становится одной из актуальнейших проблем гляциологии и инженерной геологии.

Таяние ледников увеличивает риск возникновения стихийных бедствий. В результате развития этого процесса в горах на разных высотах появляются озера, которые со временем становятся довольно большими и, как правило, таят в себе угрозу прорыва, поэтому зачастую требуют проведения постоянных наблюдений.

Ледник Большой Азау на южном склоне Эльбруса является одним из редких ледников в Приэльбрусье, язык которого находится на абсолютной высоте ниже 3 км [11]. Столь небольшая его высота скорее всего является следствием относительно недавнего его дальнейшего продвижения из-за возможной пульсации ледника, природа чего не совсем ясна.

Ранее авторами настоящей статьи уже были получены изотопные данные для мертвого льда Большого Азау [3], позволившие предположить именно пульсационный характер движения этого ледника. Здесь будут рассмотрены некоторые вопросы наступления и отступления ледников Приэльбрусья на основе новых изотопных данных и на сопоставления их с климатическими наблюдениями на метеостанции Терскол и материалами дистанционного зондирования (по аэрофото- и космоснимкам) за последние 50 лет.

Морфология и ледовый режим языка ледника Большой Азау

Ледник Большой Азау находится на юго-западном склоне Эльбруса на Центральном Кавказе, занимая самое западное положение в ледниковом комплексе этой горы (рис. 1). Областью его питания является обширное фирновое

Таблица 1

Изотопно-кислородный состав образцов льда, отобранных на конце языка ледника Большой Азау в августе 2009 года					
Номер образца	Дата отбора	18O, ‰	Станд. откл.	Высота отбора относит. ложа языка, м	Описание образца
YuV-09 E 26	02.08.09	-14,25	0,06	3	Лед мертвый, грот
YuV-09 E 27	02.08.09	-14,78	0,03	3,1	
YuV-09 E 28	02.08.09	-14,12	0,03	5,0	
YuV-09 E 29	02.08.09	-14,81	0,04	5,2	
YuV-09 E 30	02.08.09	-15,07	0,05	5,7	
Секция 1					
YuV-09 E 31	02.08.09	-14,57	0,02	7,0	Лед, обнажение мертвого льда, крайняя правая часть
YuV-09 E 32	02.08.09	-13,94	0,06	7,7	
YuV-09 E 33	02.08.09	-	-	8,4	
YuV-09 E 34	02.08.09	-14,84	0,01	8,5	Лед, в 3 м вправо от предыдущих образцов
YuV-09 E 35	02.08.09	-14,85	0,03	8,6	Лед, еще в 3 м вправо от предыдущего образца
YuV-09 E 36	02.08.09	-14,34	0,05	8,7	
YuV-09 E 37	02.08.09	-15,03	0,04	8,9	
YuV-09 E 38	02.08.09	-14,47	0,02	9,2	
YuV-09 E 39	02.08.09	-14,61	0,04	9,3	
Секция 2					
YuV-09 E 40	02.08.09	-14,51	0,04	8,5	Лед, стенка еще в 3 м вправо от предыдущих образцов
YuV-09 E 41	02.08.09	-16,25	0,02	9,0	
YuV-09 E 42	02.08.09	-15,35	0,03	9,2	
YuV-09 E 43	02.08.09	-16,04	0,03	9,4	
YuV-09 E 44	02.08.09	-16,3	0,06	9,5	

поле на Эльбрусе. Площадь ледника составляет 19,2 км², длина — 9,98 км, его язык (длиной более 2,4 км) является узким и спускающимся через ледопад в долину реки Большой Азау, которая в 5 км ниже по течению, сливаясь с ручьем Гарабаши, становится рекой Баксан. Бассейн питания ледника находится в подветренной тени водораздельного гребня, где значительную роль играет ветровое перераспределение снега.

Верхняя часть бассейна питания лежит на высоте около 5000 м, язык ледника Большой Азау расположен в узком ущелье, современная отметка края ледника составляет около 3100 м. Ниже по долине до высоты 2800 м лежит мертвый лед, который представляет собой достаточно мощный (около 20–30 м) древний язык Большого Азау, покрытый мореной (рис. 2, 3).

Рассматриваемый ледник является наиболее динамичным в ледниковом комплексе Эльбруса. Продвижение его языка осуществляется путем вязкопластического течения и глыбового скольжения по ложу, что позволяет отнести его к ледникам пульсационного типа.

Пульсации ледников обычно в наибольшей степени связаны с глыбовым скольжением льда по ложу, особенно когда на последнем появляется водная пленка. Такое может происходить в теплое время года и суток, когда при повышении температуры льда и окружающих скальных пород у ложа скапливается вода, играющая роль «смазки».

При вязкопластическом течении льда скорость движения ледника определяется главным образом толщиной льда и его температурой. Особо отметим, что чем теплее лед, тем быстрее он течет, так как при более высоких температурах лед легче деформируется.

Таким образом, увеличение скорости течения ледника за счет повышения температуры льда может происходить как при глыбовом, так и при вязкопластическом движении.

Главной особенностью отступления ледника Большой Азау является формирование в долине так называемых мертвых льдов — части языка, которая уже не движется и, как правило, покрыта чехлом моренного материала. Строение этого льда является типично ледниковым, с видимыми годичными прослоями льда, которые определяются по запыленному летнему горизонту. Мощность годичных прослоев в пятиметровой стенке мертвого льда Большого Азау, по данным измерений авторов в августе 2002 года, варьировала от 5 до 20 см.

Размеры кристаллов в мертвом льду увеличиваются с глубиной, удалением от источника питания и с уменьшением напряжений в ледниковой толще. Поэтому размеры кристаллов у мертвого льда крупнее, чем у активного. В ледниках разных размеров и типов раз-



Рис. 2. Положение края мертвых льдов ледника Большой Азау в 2009 г. (фото Ю.К. Васильчука)

Масштабы отступления и наступления ледников Приэльбрусья за последние 120 лет [10]							
Название ледника	Период времени, год						
	1887–1957		1957–1997		1997–2007		1957–2007
	Изменение длины, м	Скорость изменений, м/год	Изменение длины, м	Скорость изменений, м/год	Изменение длины, м	Скорость изменений, м/год	Изменение длины, м
Уллучиран	-1151	-16,4	-161	-4,0	-157,8	-15,78	-318,8
Карачаул	-680	-9,7	-55	-1,4	-258,9	-25,89	-313,9
Уллукол	-604	-8,6	-273	-6,8	-86,9	-8,69	-359,9
Уллумалиендерку	-263	-3,8	-34	-0,9	-25,1	-2,51	-59,1
Микельчиран	-242	-3,5	-226	-5,7	-147,0	-14,70	-373,0
Бирджальчиран	-786	-11,2	-809	-20,2	-269,2	-26,92	-1078,2
Чунгурчатчиран	-777	-11,1	-575	-14,4	-184,4	-18,44	-759,4
Ирикчат	-749	-10,7	-433	-10,8	-142,0	-14,20	-575,0
Ирик	-1094	-15,6	-449	-11,2	-155,4	-15,54	-604,4
Терскол	-681	-9,7	-8	-0,2	-152,4	-15,24	-160,4
Гарабаши	-1233	-17,6	-110	-2,8	-97,6	-9,76	-207,6
Малый Азау	-634	-9,1	-190	-4,8	-151,4	-15,14	-341,4
Большой Азау	-1879	-26,8	-609	-15,2	-287,0	-28,70	-896,0
Уллукам	-348	-5,0	-18	-0,5	-57,3	-5,73	-75,3
Кююртлю	-467	-6,7	-27	-0,7	-180,3	-18,03	-207,3
Битюктыбе	-462	-6,6	145	3,6	-112,9	-11,29	32,1

меры кристаллов колеблются от долей миллиметров до десятков сантиметров. Крупные кристаллы размером до 10–12 см в поперечнике описывались для мертвого льда в Альпах, в Скалистых горах Северной Америки, в Центральной Азии, в Гренландии. В основной стенке мертвого льда Большого Азау, описанной авторами настоящей статьи в 2002 году, размеры кристаллов достигали 4 см.

Как видно из рис. 2 и 3, за 7 лет объем мертвого льда Большого Азау сильно сократился как за счет уменьшения мощности, так и за счет отступления языка ледника вверх по долине (то есть за счет таяния конца ледника). Основным риском таяния мертвых льдов здесь является возможность быстрого откола большого куска такого льда, что может привести к формированию гляциального селя в долине реки Баксан.

Деградация языка ледника Большого Азау

Начиная с середины XIX века ледник Большой Азау отступает. Одновременное образование в долине большого количества мертвых льдов затрудняет определение положения его конца и систематизацию отметок окончания ледника в разное время.

Стадии деградации рассматриваемого ледника довольно тщательно задокументированы непосредственно на местности вдоль его долины с помощью реперных высотных отметок (в виде отметок положения последовательно таявшего края языка на скалах и больших глыбах).

Максимальное продвижение языка ледника было зафиксировано и зарисовано Г.В. Абигом в период 1849–1876 годов, когда ледник спускался ниже высоты 2300 м по долине реки Баксан [13]. После этого началось быстрое уменьшение его языка, которое продолжается по настоящее время. За этот период времени язык ледника сократился на 2,2 км. От льда освободилась наиболее пологая часть долины, при этом растаяло 0,3 км³ льда.

В настоящее время язык ледника Большой Азау лежит фактически на склоне Эльбруса. На протяжении 600 м от своего конца он весь покрыт моренным чехлом и продолжает интенсивно сокращаться. За последние 50 лет, как можно судить по аэро- и космоснимкам [10], язык ледника сократился более чем на 1 км (рис. 4). Такое быстрое отступление, по-видимому, нарушило ди-



Рис. 3. Положение края мертвых льдов ледника Большой Азау в 2002 г. (фото Ю.К. Васильчука)

намическое равновесие данного ледника — и в потоке льда, распространившегося из фирновой области под Западной вершиной Эльбруса, характер движения изменился (возможно, это произошло в последние 20–30 лет), что отразилось в появлении новых ледопадов. На высоте около 5000 м на поверхности заморенной части ледника фактически образовался новый ледник, обладающий не только признаками наступления (напорным валом), но и пульсационным характером движения.

По материалам аэрофотосъемок с вертолета были получены и совмещены интегральные продольные профили ледника в 1990 и 1991 годах, из которых следует, что в сентябре 1991 года передний фронт языка ледника Большой Азау находился на высоте 2700 м, то есть на 625 м выше окончания заморенной части языка, отступив за год на 40 м. Повышение высоты поверхности ледника отмечается в интервале высот 2700–3060 м. Эта величина составляет в среднем 5 м при максимуме 10–12 м, который отмечается в двух интервалах высот — 2950–3000 м и 2720–2760 м. Можно полагать, что накапливается критическая масса ледника для его новой пульсации.

Высота поверхности заморенной части ледника заметно понизилась. Размеры этого понижения (10–15 м), а также ступенчатый характер профиля ледника в 1991 году создают впечатление проседания поверхности, причиной которого могут быть надвигающиеся сверху массы льда. Начиная с уровня 2630 м и до окончания заморенной части языка понижение высоты поверхности намного меньше и составляет в среднем около 2 м.

На космоснимках 1997 года заметно, что чистый лед отделяется от заморенного напорным валом высотой до 5 м. Подобные валы были видны и на аэрофотоснимках 1957 и 1973 годов. Не исключено, что такие «пульсации» происходят периодически, что связано в первую очередь с подпруживанием языка моренной дамбой. Возможно, и масштабная пульсация ледника Большой Азау с XVII по XIX век была отчасти связана с этим.

Таким образом, в середине XX века наблюдался пик отступления конца ледника Большой Азау, характерной чертой которого стало образование значительного объема мертвых льдов, тающих большими темпами.

Быстрая деградация ледников в XX веке обозначила проблему возникновения гляциальных рисков. Деградация ледника при потеплении, несмотря на то что долина освобождается ото льда, приводит к весьма значительной угрозе катастрофических гляциальных селей или к очень быстрому продвижению языка. Это связано с тем, что при потеплении лед меняет свои пластические свойства и скорость его

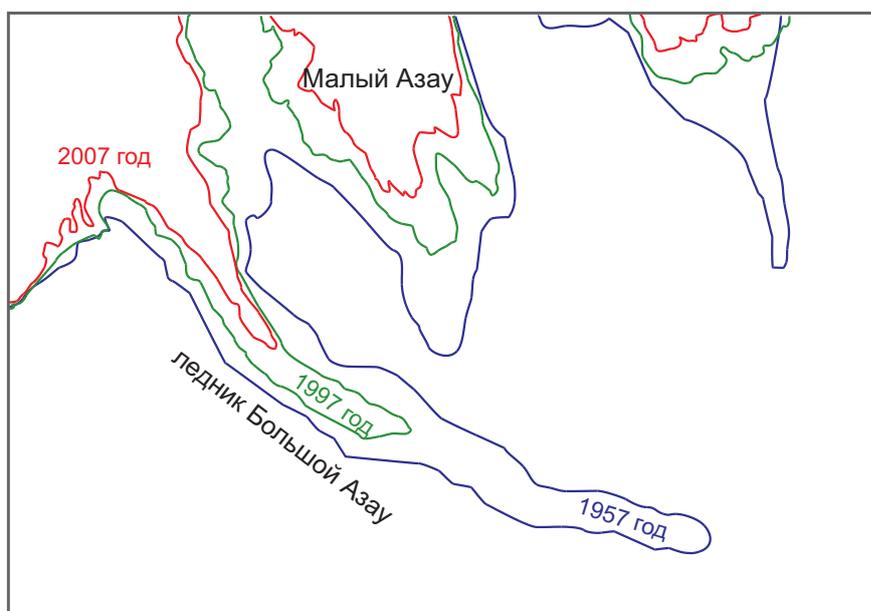


Рис. 4. Положение языка ледника Большой Азау в 1957, 1997 и 2007 гг., отдешифрированное Ю.С. Мухиной и А.А. Алейниковым по аэро- и космоснимкам разных лет

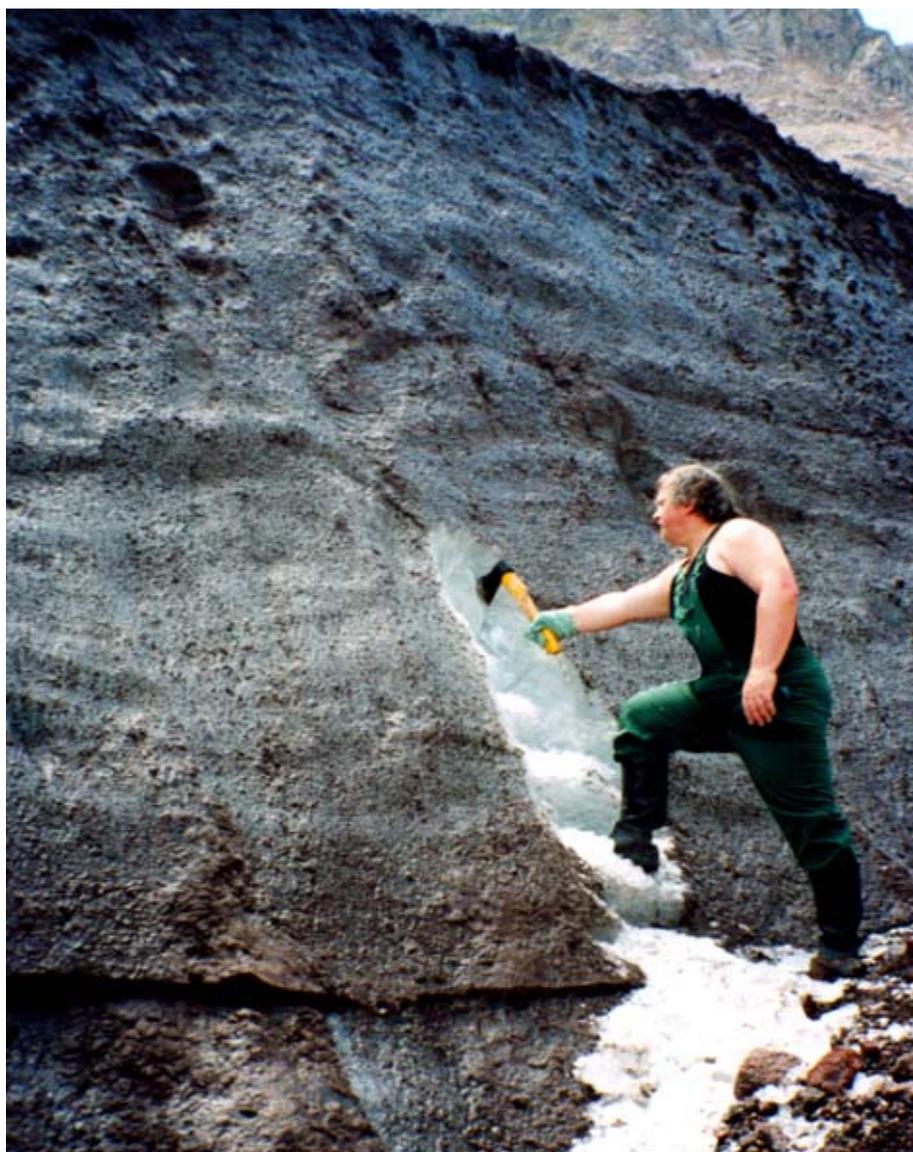


Рис. 5. Отбор образцов из нижней части мертвого льда ниже языка ледника Большой Азау (фото Н.А. Буданцевой, 2002 г.)

Отступление ледников в разных горных районах мира					
Название и местоположение ледника	Период наблюдений, год	Масштаб смещения языка, м	Скорость отступления, м/год	Ссылка	
Европа					
<i>Франция</i>					
Аржентьер	1870–2005	1150	8,5	[39]	
Монблан	1870–2005	1400	10		
Мер-де-Гляс	1870–2000	1000	7		
Боссонс	1900–2005	1200	12		
<i>Швейцария</i>					
Трифт	2003–2005	500	165	[15, 36]	
Большой Алечский	1880–2005	2600	21		
Мортерач	1878–1998 1998–2005	2000 210	17 30		
<i>Норвегия</i>					
Энгабреен	1999–2006	185	26	[21]	
Бренндалсбреен	2000–2006	276	46		
Бриксдалсбреен	1999–2005	336	48		
Азия					
<i>Алтай</i>					
Софийский, Южно-Чуйский хребет, Россия					
	1898–1939	738	18		
	1939–1963	408	17	[12, 29]	
	1963–2000	296	8		
	2000–2008	320	40		
Ледники в районе Турген, Монгольский Алтай	1948–1991	200–500	4,6–11,6	[38]	
<i>Памир</i>					
Ледник Абрамова, Алайский хребет	1967–1999	500	16	[8]	
Зеравшанский	1927–1961	280	8		
	1961–1976	980	65		
	1976–1991	1092	73		
Рама	1929–1975	320	7		
	1976–1991	356	23		
Мазарский	1958–1990	510	10–16		
Южный склон хр. Терской Ала-Тоо, Внутренний Тянь-Шань					
Большой Чонтор	1850–1956	320	3	[4, 7]	
	1956–2006	660	13		
Попова	1850–1956	450	4		
	1956–2006	625	12		
Григорьева	1850–1956	230	2		
	1956–2006	380	7		
№ 211	1850–1943	190	2		
	1943–2006	1100	17		
№ 392	1850–1943	480	5		
	1943–2006	410	6,5		

№ 393	1850–1943 1943–2006	520 460	5,5 7
№ 394	1850–1943 1943–2006	130 330	1,3 5
Колпаковского	1850–1943 1943–2006	600 1430	6 22
№ 324	1850–1943 1943–2006	80 690	1 11
Южный Ашулгор	1850–1943 1943–2006	270 820	3 13
Гималаи			
Ганготри, Индия	1780–1935 1935–2001	1000 1530	6 23 [25, 32]
АХО10, Непал	1978–1989	330	30
7 ледников в регионе Кхумбу, Непал	1970–1989	570–1140	30–60
Лотсе Сар, Непал	2001–2006	370	74
Тракардинг, Непал	1957–2000	2838	66
Луге, Бутан	1988–1993	800	160
Рапштринг, Бутан	1988–1993	300	60
Таринана, Бутан	1967–1988	735	35
Северная Америка			
<i>Ледниковый национальный парк, штат Монтана</i>			
Ледник Агассиса, Ледник Джексона	1850–1917 1917–1941	200–940 960–2400	3–14 40–100 [30]
Ченей	1850–2005	650	4
<i>Каскадные горы</i>			
Бсулдер	1987–2005	450	25 [31]
Истон	1990–2005	255	17
<i>Скалистые горы</i>			
Атабаска	Начало XX в. — начало XXI в.	1500	150 [18]
<i>Аляска</i>			
Колумбия	1984–2009	15000	600 [26]
Тиндаль	1961–2009	24000	500
11 ледников плато Джуно	1948–2009	1000	16 [14]
<i>Южная Америка</i>			
Кори-Калис, Перуанские Анды	1963–1978 1995–1998 1998–2004	90 147 360	6 49 60 [19]
О'Хиггинс, Южное Патагонское ледяное плато	1896–1995	14600	147
<i>Полярные районы</i>			
Ватнайёкюдль, Исландия	1973–2004	2000	65 [35]
Ледники восточной части ледникового купола о. Дэвон	1960–2002	1000–3000	25–75 [17]
Сидкап, о. Элсмир	1957–1974	6500	382 [24]
Хансбрин, Шпицберген	1936–1982 1982–1998	1400 400	30 25 [22]
Бломстрандбрин, Шпицберген	1925–2005	2000	12–35



Рис. 6. Отбор образцов мертвого льда ледника Большой Азау (фото Ю.Н. Чижовой, 2009 г.)

течения заметно увеличивается, в результате чего даже меньший объем льда, но обладающий большей скоростью движения может растечься по долине очень быстро.

Отбор образцов льда для изотопного анализа

В настоящий момент язык Большой Азау завершается на высоте около 2800 м вертикальной стенкой мертвого льда высотой до 10 м. На поверхности этого мертвого льда примерно в 300 м от края лежит новый язык ледника.

Образцы мертвого льда из крайних, наиболее доступных стенок отбирались летом 2002 и 2009 годов (см. рис. 2, 3; рис. 5, 6) в полиэтиленовые пакеты, растапливались при комнатной температуре, переливались в стеклянные контейнеры и хранились в холодильной камере до момента проведения анализа, который осуществлялся в изотопной лаборатории географического факультета МГУ им. М.В. Ломоносова на масс-спектрометре Delta-V со стандартной опцией «газ-бенч». При анализе для калибровки результатов использовались международные стандарты МАГАТЭ (VSMOW, GISP, SLAP), переданные авторам руководителем изотопных исследований МАГАТЭ М. Грэнингом.

Результаты изотопных определений

Изотопный состав атмосферных осадков (снега), а следовательно, и сформированного из него ледникового льда прямо пропорционален темпера-

туре выпадения осадков [20], что делает его удобным инструментом для палеоклиматических реконструкций — «изотопным палеотермометром» [1].

Выполненные изотопно-кислородные определения в образцах 2009 года показали, что лед в пределах обеих секций отбора характеризуется относительно однородным составом (табл. 1, рис. 7 а, б). Изотопно-кислородный состав изученного сегмента мертвого льда рассматриваемого ледника весьма однороден и варьирует от -13,94 до -16,25‰ (среднее значение $\delta^{18}\text{O}$ составляет -14,89‰).

Как уже упоминалось, авторами настоящей публикации ранее уже были получены изотопные данные по мертвому льду Большой Азау [3]. В гребне грязного льда (протяженностью около 5 м и высотой 2–10 м) левой по движению ледника части общей ледяной стенки языка, в самой нижней секции грязного полосатого базального льда на высоте 1,00–2,75 м над ложем содержание стабильных изотопов оказалось тоже достаточно однородным. Значения $\delta^{18}\text{O}$ варьируют незначительно — от -12,99 до -15,85‰ (рис. 7 в).

В средней части обнажения на высотах от 1,8 до 4,5 м значения $\delta^{18}\text{O}$ были весьма однородны, составляя от -13 до -15‰ (см. рис. 7 в). Изотопный состав льда верхней части является наиболее «холодным» — на высоте от 5 до 5,5 м величины $\delta^{18}\text{O}$ варьируют от -16,36 до -19,41‰.

В центральной части края мертвого льда ледника Большой Азау три образца были отобраны на высотах от 3 до 4,5 м и еще три — несколько правее на

высотах от 4,5 до 6,5 м. Изотопный состав льда здесь был также весьма однороден — значения $\delta^{18}\text{O}$ варьируют от -12,43 до -15,2‰.

Современный лед (конгеляционно-инфильтрационный 1998 года на высоте около 4000 м), образованный в зоне аккумуляции другого ледника в Приэльбрусье — Гарабаши — имеет относительно широкий разброс значений $\delta^{18}\text{O}$ — от -10,3 до -14,8‰, а разброс величин δD — от -71 до -108,6‰ [2].

Бурение, выполненное в 2004 году на западном ледниковом плато Эльбруса [9] на высоте 5100 м (в области питания ледников западного склона) с отбором керн показало, что изотопный состав фирна, накопленного за период с 1993 по 2004 год, имеет среднее значение $\delta^{18}\text{O} = -14,8‰$ при сезонных вариациях значений от -8 до -28,3‰ (рис. 8).

Таким образом, среднее значение $\delta^{18}\text{O}$ современного фирна и льда в зоне аккумуляции (-14,8‰) практически идентично среднему изотопному составу мертвого льда (-14,9‰), возраст которого, с точки зрения авторов, оценивается в 150–250 лет, что соответствует минимуму Маундера (ледниковой стадии Фернау в Альпийской системе). Следовательно, не приходится говорить о сколько-нибудь выраженной климатической тенденции за последние 150–200 лет.

Кроме того, для последних 50 лет имеется прямая температурная запись, сделанная на метеостанции Терскол, находящейся в 4 км от ледника Большой Азау (рис. 9). Среднегодовые температуры за период времени с 1951 по 2005 год варьируют от +1 до +4,5°C, и можно сказать, что за последние 50 лет не наблюдается выраженного температурного тренда, кроме слабого понижения среднегодовых температур в пределах 1°C.

Таким образом, все современные изменения положения и мощности языка ледника Большой Азау происходят на фоне стабильных климатических условий.

Быстрое отступление ледников в различных районах мира за последнее столетие

Быстрые подвижки ледников характерны для различных горных районов мира, причем даже за последние 50 лет были зафиксированы как интенсивное отступление ледников, которое принято связывать с глобальным потеплением, так и весьма внезапное продвижение их языков [23].

Для ледников Кавказа зафиксировано широкомасштабное отступление ледников в течение 1985–2000 годов со средней скоростью отступления 8 м/год, а максимальной — 38 м/год. Исследование изменений протяженности 113 ледников Центрального Кавказа показало, что 94% из них сокращаются.

Величина отступления большинства ледников Кавказа за 15–20 лет составила 50–150 м, максимальная величина — 500 м. Ледник Шхельда за период 1985–2000 годов отступил на 350 м.

Сокращение ледников на Кавказе сопровождается формированием новых приледниковых озер и расширением площади уже существующих. Общее количество озер в пределах Большого Кавказского хребта с 1985 по 2000 год возросло с 16 до 24 [34].

Ледники Приэльбрусья за период с 1887 по 2007 год отступили на 320–2775 м (табл. 2). Скорость отступления на разных отрезках этого периода была различной: в период 1957–1997 годов по сравнению с периодом 1887–1957 годов для некоторых ледников (например, Уллучиран, Ирик, Терскол, Уллукам) было зафиксировано снижение скорости отступления, а для некоторых (Бирджалычиран, Чунгурчатчиран) — увеличение. Некоторые ледники продолжали отступать с почти одинаковой скоростью, и только ледник Битюктубе в 1957–1997 годах наступал со средней скоростью 3,6 м/год. Однако в последующее десятилетие все ледники Приэльбрусья сокращались, при этом скорость отступления ледников возросла в 2–20 раз. Наибольший масштаб сокращения отмечен для ледников Карачаул, Бирджалычиран, Кюкюртлю. Из всех ледников Приэльбрусья на максимальное расстояние (2775 м) за 120 лет отступил ледник Большой Азау, скорость отступления которого была довольно высокой — 26–28 м/год, с небольшим снижением до 15 м/год в период 1957–2000 годов [10].

Помимо климатических предпосылок колебаний длины ледников существуют морфологические причины, основные из которых следующие: (1) абсолютная высота ледников; (2) экспозиция и крутизна склонов; (3) профиль подстилающего рельефа; (4) формы рельефа, вмещающие оледенение; (5) миграция ледоразделов; (6) конкретно для ледникового купола Эльбруса — подпруживание лавами голоценового извержения вулкана Эльбруса (на леднике Джикаугенкез в результате подпруживания на плато к середине XIX века накопился лед в области абляции на низких абсолютных высотах).

Отступление ледников отмечено и в Европе. Всемирная служба мониторинга ледников в своих пятилетних отчетах докладывает о состоянии языков ледников мира. За период с 2000 по 2005 год отступление было зафиксировано для 50 ледников в Италии и 7 — во Франции. Ледники Аржентьер и Монблан с 1870 по 2005 год сократились на 1150 и 1400 м соответственно (табл. 3). Самый крупный ледник Франции Мерде-Гляс за этот же период отступил на 1000 м. Ледник Боссонс в Шамони с начала XX века сократился на 1200 м. В 2006 году Швейцарская гляциологиче-

ская служба отметила, что отстают 84 из 85 исследованных ледников Швейцарии. Язык ледника Штайгенлетчер в период 1984–2006 годов существенно сократился по длине и ширине (рис. 10). Наиболее крупный ледник — Большой Алечский — с 1880 по 2006 год отступил на 2600 м, при этом скорость отступления с 1980 года увеличилась на 30%. Ежегодные наблюдения за ледником Мортерач (рис. 11), начатые в 1878 году, показали, что с 1878 по 1998 год его язык сократился на 2 км при средней скорости отступления около 17 м/год, а в период 1998–2005 годов эта скорость возросла до 30 м/год. Ледник Трифт всего за 3 года (2003–2005 годы) отступил на 500 м, что составляет 10% его длины [15, 36].

В Швеции в горах Кебнекайсе между 1990 и 2001 годами отмечено отступление 14 из 16 исследованных ледников. В Норвегии в течение всего XX века тоже сохранялась тенденция их сокращения, несмотря на отдельные периоды наступления некоторых из них. С 1990 года в Норвегии отмечено существенное отступление ледников, к 2005 году

сокращение было зафиксировано для 22 из них, а к 2006 году — для 24. Ледник Энгабреен с 1999 года отступил на 185 м, Бренндалсбреен — на 276 м (с 2000 года), Рембесдалскака — на 250 м (см. табл. 3). За один 2004 год ледник Бриксдалсбреен отступил на 96 м — это его максимальное годовое отступление с 1990 года. За 6 лет (1999–2005 годы) он отступил на 336 м.

В Азии отступление ледников отмечено в горах Алтая, на Памире, Тянь-Шане, в Гималаях. Ледники Монголии за период с 1971 по 2000 год сократились по площади на 10–28% (в районе Турген за период 1948–1991 годов они отступили на 200–500 м [38]). В расположенных рядом горах российского Алтая с конца XIX века фиксируется отступление ледника Софийский. Средняя скорость его сокращения составила 18 м/год в 1898–1939 годах, 17,3 м/год — в 1939–1963 годах, 8,6 м/год — в 1963–2000 годах [29]. Однако за период 1999–2008 годов скорость отступления этого ледника составила 40 м/год [12].

Отступает большинство ледников Памира (см. табл. 3). Ледник Абрамова

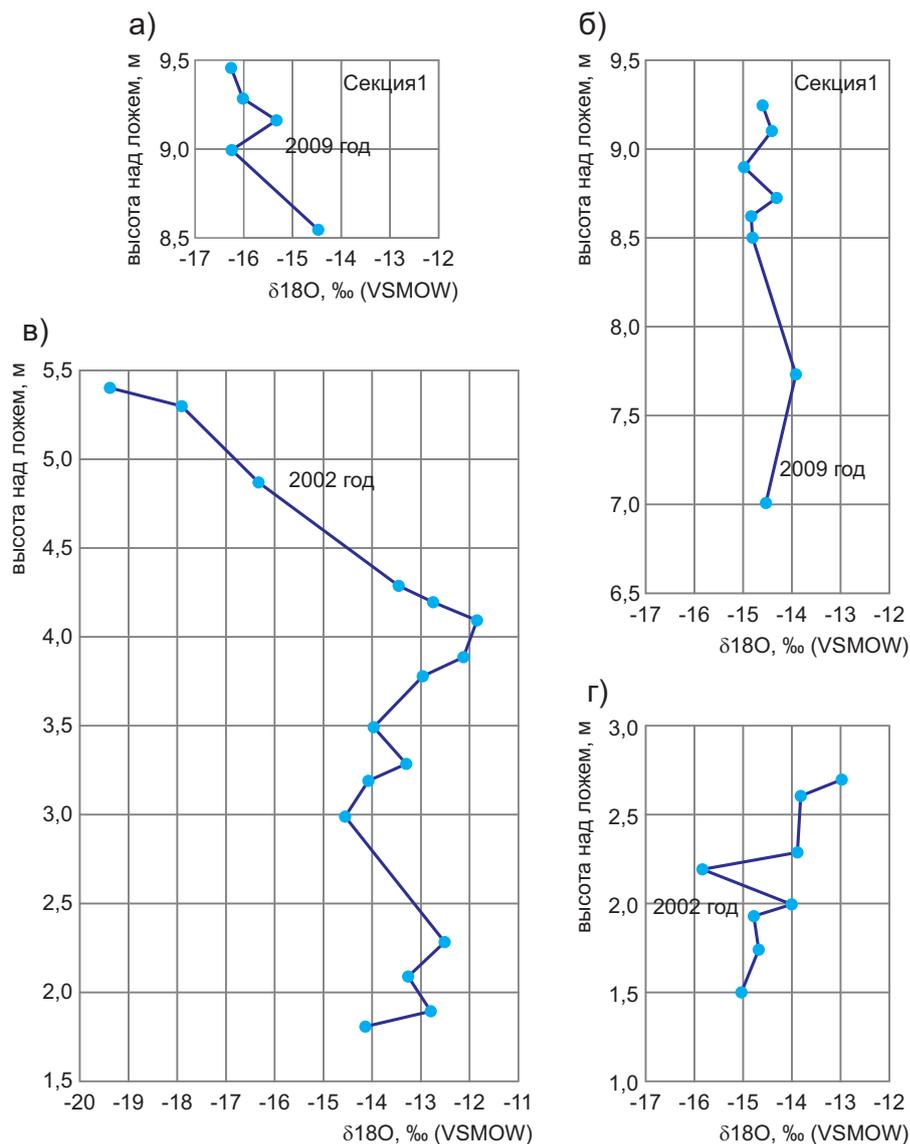


Рис. 7. Изотопно-кислородный состав мертвого льда ледника Большой Азау

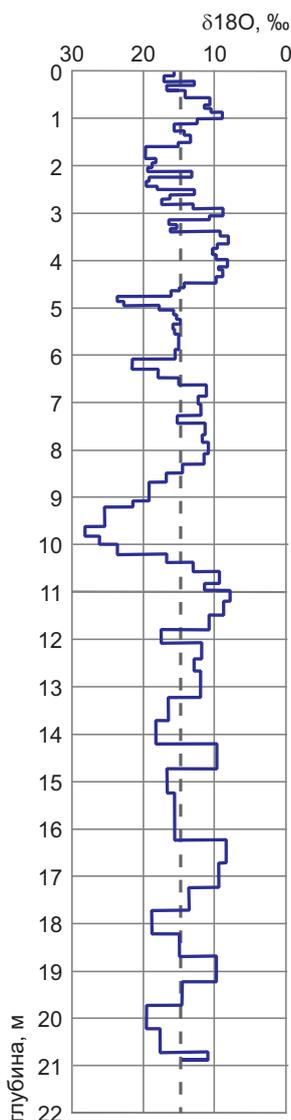


Рис. 8. Изотопно-кислородный профиль по скважине на склоне Эльбруса [9]

(Алайский хребет) за 31 год (1967–1999 годы) отступил на 500 м и потерял 18% своей массы. С 1927 по 1961 год ледник Зеравшанский сократился на 280 м со средней скоростью 8 м/год. С 1961 по 1976 год он отступил на 980 м со средней скоростью 65 м/год, с отделением и отмиранием больших массивов льда. С 1976 по 1991 год ледник отступил еще на 1092 м со средней скоростью 73 м/год. Сокращение ледника Рама составило 320 м с 1929 по 1975 год. С 1976 по 1991 год он отступил еще на 356 м, сначала со скоростью 15 м/год, а последние 3 года — со скоростью 60 м/год, что усугублялось отделением и таянием отдельных ледяных блоков. Отступление ледника Федченко отмечено с 1914 года и продолжается до настоящего времени. С 1928 по 1960 год он потерял почти все правые притоки, ставшие самостоятельными ледниками (Косиненко, Улугбека, Алерт и др.). За 63 года он отступил на 947 м. Последние десятилетия ледник Федченко отступает со скоростью 20 м/год. Наблюдения за ледником Мазарский, начатые в 1958 году, показали, что к 1990 году он сократился на 510 м при скорости отступления 10–16 м/год [8].

За последние 150 лет общая площадь ледников Внутреннего Тянь-Шаня сократилась на 19% — с 404 до 328 км². После окончания малого ледникового периода в середине XIX века ледники отступали сравнительно медленно (2–4 м/год) вплоть до 1943–1956 годов. С 1943–1956 годов по 2006 год средняя скорость отступления многих ледников Внутреннего Тянь-Шаня существенно возросла. Так, ледники Большой Чонтор и Южный Ашутор отступали со средней скоростью 13 м/год, ледник Копаковского — со средней скоростью 22 м/год (см. табл. 3). К 2003 году общее количество ледников возросло до 335

со времени малого ледникового периода, когда насчитывалось 297 ледников, что обусловлено распадом крупных сложных долинных ледников. 16 небольших ледников полностью растаяли в течение XX века. [4, 7].

Постоянное отступление ледников в Гималаях, зафиксированное со времени малого ледникового периода, продолжилось в XX и XXI веках. Все долинных ледники сократились примерно на 1000 м. Отступление ледника Ганготри в Индии — одного из наиболее крупных ледников этой страны — составило около 1000 м с 1780 по 1935 год и около 1530 м — с 1935 по 2001 год. В 2004–2005 годах скорость сокращения ледника понизилась до 13,76 м/год [25].

В Китае после 1990 года 95% ледников являются отступающими. Так, например, ледник Ронгбук отступает со скоростью 20 м/год. По данным Китайской академии наук, к 2050 году 2/3 ледников Китая могут исчезнуть.

Ледники Непала сокращаются со скоростью от 30 до 74 м/год [32, 33].

В Бутане ледник Лугге отступил на 800 м с 1988 по 1993 год. Ледник Рапштрэнг в этот же период сокращался со скоростью 60 м/год, а ледник Таринина — со скоростью 35 м/год (1967–1988 годы, см. табл. 3).

Высокие скорости отступления ледников отмечены в горах Северной и Южной Америки. В Национальном ледниковом парке (Glacier National Park) в Монтане (США) к началу 21 в. площадь ледников, описанных в середине 19 в., сократилась более чем на 75%. При этом скорость отступления в XX веке для некоторых ледников существенно возросла. Например, скорость сокращения ледников Агассиса и Джексона с 1850 до 1917 год составляла 3–14 м/год, а с 1917 по 1941 год она достигла 40–100 м/год [30]. Ледник Ченей отступил на расстояние до 650 м (см. табл. 3). В Каскадных горах все 47 ледников являются отступающими, а 4 ледника (Спаyder, Левис, Милк Лейк и Дэвид) полностью исчезли с 1985 года. Ледник Боулдер за период 1987–2005 годов сократился на 450 м, ледник Истон за период 1990–2005 годов — на 255 м [31]. В Скалистых горах ледник Атабаска за последнее столетие отступил на 1500 м. Существенное сокращение зафиксировано аэрофотосъемкой для ледника Гриннелл (рис. 12), который с 1938 по 2009 год отступил с образованием большого приледникового озера.

Из 2000 ледников Аляски 99% являются отступающими, при этом для некоторых из них зафиксирована очень высокая скорость сокращения. Ледник Колумбия за последние 25 лет отступил на 15 км. Ледник Тиндаль, отделившийся от отступающего ледника Гайот в 60-е годы XX века, с тех пор отступил на 24 км при скорости более 500 м/год [26, 27]. 11 ледников, спускающихся с ледяного плато Джуно, с

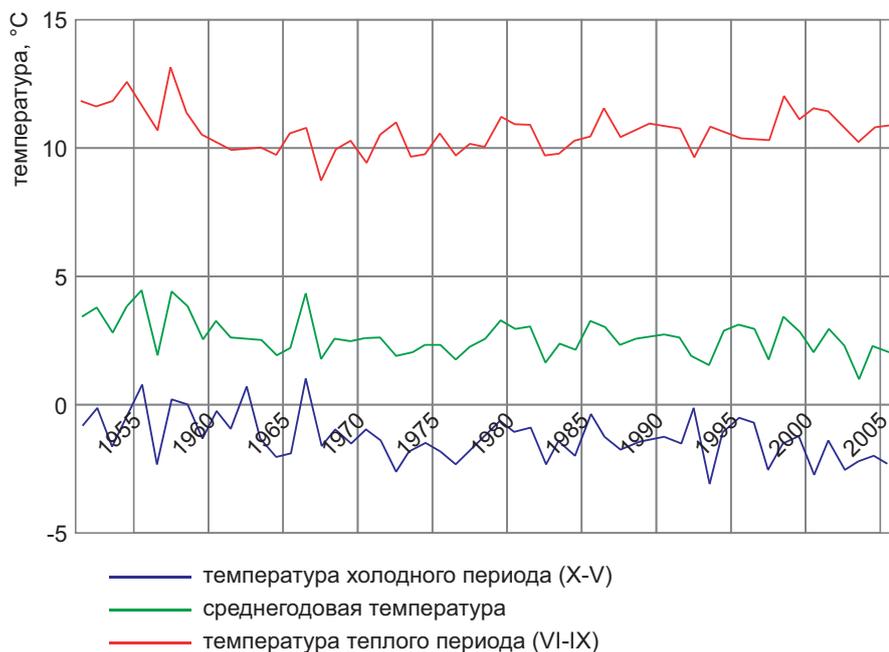


Рис. 9. Температурные кривые по данным метеостанции Терскол

1948 года отступили на расстояние более 1 км. В Национальном парке Денали все ледники отступают со скоростью 20 м/год и более [14].

В Южной Америке сокращение ледников отмечено в Перуанских Андах, на Северном и Южном Патагонских ледниковых плато. В 1978 году был начат мониторинг крупнейшего тропического ледника Кори-Калис, расположенного на западной стороне ледникового купола Келькайя. Наблюдения Л. Томпсона свидетельствуют об интенсивном отступлении ледника, которое ускоряется со временем (рис. 13). С момента первого замера ледника Кори-Калис в 1963 году тот уменьшился на 1,1 км (см. табл. 3). С 1963 по 1978 год скорость его сокращения составляла около 6 м/год, в 1995—1998 годах — около 49 м/год, а в настоящее время он отступает ежегодно на 60 м. В течение ближайших 5 лет этот ледник может полностью исчезнуть. По наблюдениям Л. Томпсона, за последние 20 лет он потерял 22% массы, а в ближайшее время может уменьшиться еще наполовину [37]. В пределах Южного Патагонского ледникового плато отмечен общий тренд отступления 42 ледников. Наиболее масштабное сокращение отмечено для ледника О'Хиггинс, который в период 1896–1995 годов отступил на 14,6 км [19].

Показательно практически полное исчезновение ледника на горе Килиманджаро в Кении. Этот ледник существовал несколько тысяч лет и начал быстро сокращаться в XX веке, причем с 1993 по 2000 год в результате отступления осталась только его незначительная часть на вершине горы (рис. 14).

Общая тенденция сокращения ледников характерна и для полярных регионов. Например, ледники Полярного Урала постепенно отступают на протяжении последних 50 лет и к настоящему времени значительно деградировали. Большинство ледников Полярного Урала с 1957 по 1964 год сокращались, с 1965 по 1989 год находились почти в стационарном состоянии, а с 1990 по 2008 год произошло новое интенсивное отступление их фронтов, понижение высоты поверхности и деградация. Ледники отступают с разной скоростью, некоторые из них распались (Карский, Медвежий) или исчезли (№ 40, 41, 42, 46, 48, 87, 88). Каровые ледники (Обручева, Чернова) сократились по площади на 50%, а присклоновые (Анучина, Олений) остались практически без изменений, что свидетельствует о разнонаправленности эволюции ледников различных морфологических типов, расположенных на разных высотах в современных климатических условиях [5].

Один из ледников, спускающийся с ледникового купола Ватнайёкюдль в Исландии, за период 1973–2004 годов отступил на 2 км. Большинство ледников Исландии являются отступающими с 1990 года [35].



Рис. 10. Отступление ледника Штайгенглетчер в Швейцарии в период с 1984 по 2006 г.

Все основные выводные ледники восточной части ледниковой шапки на острове Девон в составе Канадского Арктического архипелага отступили с 1960-х годов на 1–3 км [17]. На острове Элсмир в том же архипелаге в середине XX века отмечено исчезновение мелких ледниковых шапок. Отступление ледника Сидкап на юге острова составило 6,5 км в 1957–1974 годах [24].

Ледник Хансбрин на Шпицбергене в период 1936–1982 годов сократился на 1,4 км, а в период 1982–1998 годов — на 400 м (см. табл. 3). Ледник Бломстрандбрин за последние 80 лет отступил на 2 км, при этом с 1960 года скорость его сокращения составила 35 м/год [22].

Таким образом, можно сделать вывод, что ледники горных районов мира

существенно сократились за последние 50–100 лет, а некоторые из них даже полностью исчезли. За последние 40–50 лет скорости отступления большинства ледников возросли, в некоторых случаях в несколько раз. Сокращение ледников сопровождается распадом крупных ледников на мелкие, отколом больших массивов льда и формированием приледниковых озер.

Формирование озер при отступлении ледников

Отступление горно-долинных ледников часто приводит к образованию приледниковых озер, подпруженных моренами (см. рис. 12, 13; рис. 15). В последнее время во всем мире ведутся на-

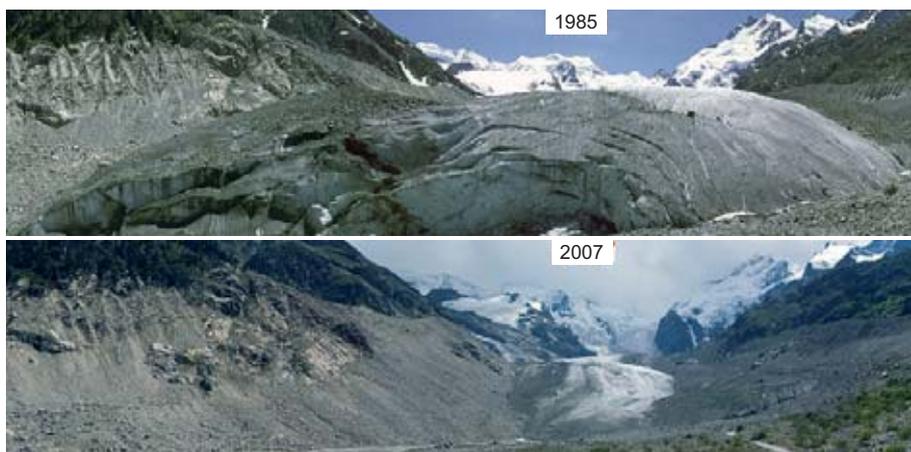


Рис. 11. Отступление ледника Мортерач в Швейцарии в период с 1985 по 2007 г.



Рис. 12. Пять стадий отступления ледника Гриннель на горе Гулд в Скалистых горах (штат Монтана, США) в период с 1938 по 2009 г. (фото из фондов Геологической службы США)

блюдения за образованием и ростом таких приледниковых озер.

Сокращение ледников на Кавказе сопровождается формированием новых приледниковых озер и расширением площади уже существующих. Общее количество озер в пределах Большого Кавказского хребта с 1985 по 2000 год возросло с 16 до 24 [34].

Некоторые приледниковые озера в Непале (Цо Ролпа, Имья, Нижний Барун, Тулаги) сформировались за последние 30–45 лет, при этом средняя скорость увеличения их длины составляет 33–71 м/год, что примерно соответствует средней скорости отступления ледников [33].

Отступление ледника Кори-Калис в Перуанских Андах привело к формированию в 1991 году небольшого озера (см. рис. 13), которое увеличивается по мере отступления фронта ледника. К 1998 году площадь озера увеличилась вдвое [37].



Рис. 14. Ледник на горе Килиманджаро в Кении, просуществовав несколько тысяч лет, к настоящему времени практически исчез

Природные опасности, возникающие при отступлении ледников

Отступление ледников в горах создает вероятность возникновения опасных геоморфологических процессов. Наиболее распространенными из них являются прорыв образующихся приледниковых озер, каменные осыпи и сплывы, отседания и обвалы склонов, ледниковые обвалы. Протаивание многолетнемерзлых пород, ранее покрытых ледниками, также ведет к активизации термокарста, обусловленного в большей степени вытаяванием погребенных глетчерных льдов и выскользистых массивов, к развитию криогенных оползней. Нередко один процесс может активизировать или усиливать другой, например, обвал концевых частей ледника или осыпание больших объемов каменистого материала со склонов, потерявших устойчивость после отступления ледника, в образовавшееся приледниковое озеро приводит к образованию волны, которая может привести к прорыву озера (рис. 17).

Наиболее распространенным опасным гляциальным процессом можно считать прорыв приледникового озера, приводящий к формированию селя. Примерами могут служить гляциальные сели, образовавшиеся в результате прорыва озер на леднике Башкара, и сели в долине реки Герхожансу, вызвавшие разрушения в городе Тырныуз, и др.

Потенциальную опасность представляют также прорывы озер, образующихся в результате подвижек пульсирующих ледников. В долине реки Сауксай (в бассейне реки Вахш) на Памире 4 пульсирующих ледника в разные годы перегораживали долину реки всего на несколько часов. Однако возможна ситуация, когда все ледники этой долины активизируются одновременно, и тогда объемы воды и селевого материала могут быть весьма значительными. И это опасно, поскольку на реке Вахш построена Рогунская ГЭС.

Известна гляциальная катастрофа на кавказском леднике Колка, произошедшая в сентябре 2002 года. Тогда те-

ло ледника почти целиком выбросило из ледникового цирка. Около 80 млн т льда и камней в течение нескольких минут пронеслись вниз по долине и были остановлены узким ущельем Бокового хребта. Здесь уже через несколько минут образовался мощный ледово-каменный завал, перегородивший боковую долину. Возникшее в результате озеро вскоре поглотило целый поселок. Эта катастрофа унесла жизни 130 человек [6].

Повсеместное отступление ледников в Тянь-Шане способствовало вытаяванию погребенных льдов с частичным оттаиванием вмещающих многолетнемерзлых морен, что привело к формированию просадок, заполняемых обычно тальными водами с образованием термокарстовых озер. Некоторые приледниковые озера возникают за счет подпруживания водотоков отложениями криогенных оползней. В середине 1960-х годов на северном макросклоне Заилийского Алатау насчитывалось всего 10 озер, каждое объемом свыше 10 тыс. м³. В 1980 году их число увеличилось до 41, а к 1990 году — до 60. Прорыв наиболее крупных озер представляет потенциальную опасность зарождения больших и малых гляциальных селевых потоков [4].

Прорыв приледниковых озер является одним из наиболее распространенных катастрофических процессов в Гималаях. В 1994 году катастрофическое наполнение приледникового озера Лагги Цо (Luggye Tsho) на севере Бутана вызвало волну высотой 2 м, которая прошла расстояние более 200 км. В Непале в августе 1985 года падение фрагмента языка ледника Лангмоч (Langmoche) в приледниковое озеро Диг Цо вызвало волну, разрушившую моренную дамбу. Расход воды при прорыве озера составлял в среднем 500 м³/с в течение 4 ч. Последствиями этого события стали человеческие жертвы, разрушение ГЭС на реке, смыв культивированных земель, размыв берегов долины и русла реки на расстоянии до 90 км [33].

В горах Кука на Новой Зеландии в мае и сентябре 1992 года две каменные осыпи общим объемом 11×10⁶ м³ обрушились с вершины горы Флетчер в

близлежащее приледниковое озеро, вызвав волну, которая прошла 35 км вниз по долине Годли, разрушив трасу подъемника [16].

Гляциальная катастрофа в Швейцарских Альпах в 1965 году была вызвана отколом конца ледника Аллаллин, что привело к разрушению плотины Матмарк.

В южной части Берегового хребта (Coast Mountains) в Канаде насчитывается 174 подпруженных моренами озера, прорыв которых несет потенциальную угрозу затопления территории на участках с пологими склонами и формирования селей на участках с крутыми склонами с большим количеством обломочного материала [28]. Широко распространены опасные процессы, связанные со снижением или потерей устойчивости склоновых отложений после отступления ледников. В горах того же Берегового хребта зафиксировано несколько случаев глубокого отседания склонов в районах современного отступления ледников. В Британской Колумбии отмечены факты отседания склона над ледником Аффликшн (Affliction Glacier), который за последние 150 лет отступил на 100 м. Обширные отседания были отмечены над ледником Мелберн в горах Св. Элиаса, которые произошли после уменьшения мощности ледника за последние 200 лет на 400–600 м. Каменные осыпи и сплывы каменистого материала также фиксировались в тех районах канадских Скалистых гор и южной части Берегового хребта, которые недавно освободились от ледников [28]. Каменная осыпь объемом до 2×10^6 м³ сошла в 1999 году в русле реки Каприкорн вблизи города Мигер. Причиной ее формирования был обвал гляциально неустойчивого коллювия, перекрывающего рыхлые вулканические осадки на участках, которые 100–150 лет назад были заняты ледником [28].

Описанные катастрофы показывают, как важен мониторинг подобных событий. Европейский проект «GLACIORISK» (2001–2003 гг.) содержит базу данных гляциальных рисков в ледниковых районах Европы. Он обобщил данные по 166 альпийским ледникам во Франции, Швейцарии, Австрии и Италии, считающимся опасными с точки зрения возникновения рисков. В базу данных входят детальные параметры ледников (длина, высота, тип, характер поверхности, склоны, ориентация и расположение), а также известные гляциальные события, произошедшие в прошлом. Непосредственное исследование ледникового льда и его изотопного состава позволяет выявить температурные условия формирования льда, а сопоставление с имеющимися климатическими данными может показать зависимость динамики ледников от изменений климата.



Рис. 15. Подпруженное мореной приледниковое озеро у языковой части горного ледника



1978



2004

Рис. 13. Деградация ледника Кори Калис в Перу с 1978 по 2004 г. и образование приледникового озера (фото Л. Томпсона [37])



Рис. 16. Приледниковое озеро в Приэльбрусье (фото Ю.К. Васильчука, 2009 г.)

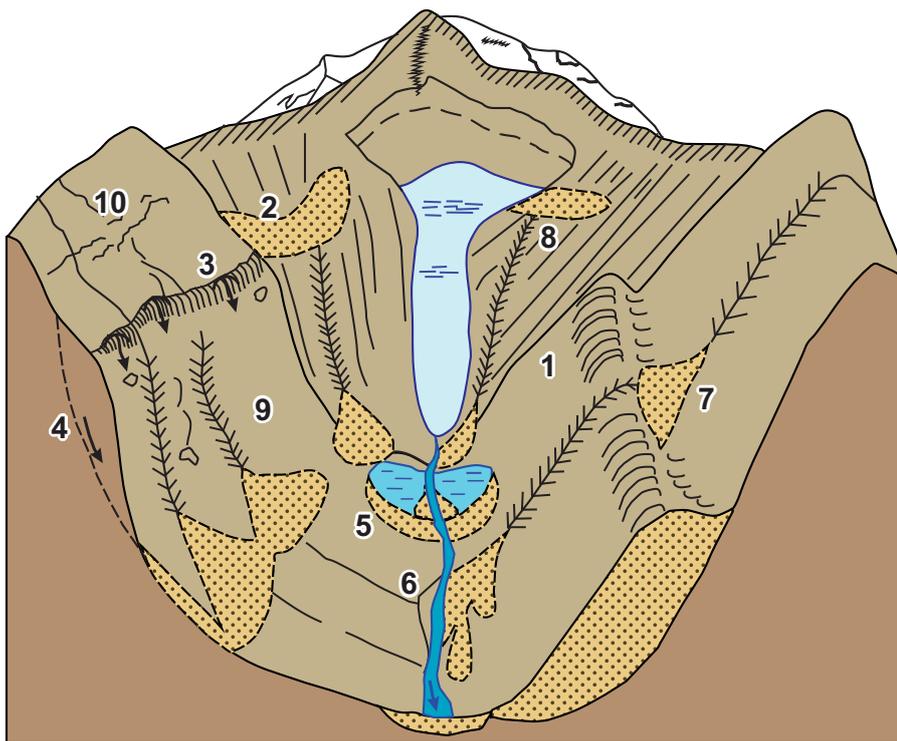


Рис. 17. Блок-диаграмма, показывающая геоморфологические риски, обусловленные отступлением ледника (по [28] с изменениями): 1 — вовлечение моренного материала в обвал разрушающимися склоновыми отложениями, расположенными выше по склону; 2 — конечная морена в висячих долинах является источником формирования осыпей; 3 — активизация камнепадов вдоль вогнутых склонов, подрезанных ледником; 4 — оплывание каменистого материала на склонах, потерявших устойчивость; 5 — формирование подпруженного озера; 6 — солифлюкция (спływ) при прорыве озера; 7 — частичный захват обломочного материала в выемки боковых морен; 8 — каменные спльвы — течения связанного грунта, потерявшего устойчивость на склонах после уменьшения мощности ледника; 9 — сокращение интенсивности камнепадов на участках, «зачищенных» ледником; 10 — отседание склонов

Выводы

Ледники горных районов мира существенно сократились за последние 50–100 лет, а некоторые из них даже полностью исчезли. За последние 40–50 лет скорости отступления большинства ледников возросли, в некоторых случаях в несколько раз. Сокращение ледников сопровождается распадом крупных ледников на мелкие, отколом больших массивов льда и формированием приледниковых озер.

Ледник Большой Азау является наиболее динамичным из всех ледников Приэльбрусья на Кавказе. За последние 200 лет он отступил более чем на 2 км. Быстрое сокращение и деградация языка данного ледника сопровождаются формированием в долине мертвых льдов, на поверхности которых лежит новый язык, обладающий не только признаками наступления (напорным валом), но и пульсационного характера движения.

Изотопный состав мертвых льдов Большого Азау, возраст которых оценивается авторами в 150–250 лет, в среднем равен изотопному составу современного льда, формирующегося в области питания ледников западного склона Эльбруса. Таким образом, можно сказать, что изменения длины и мощности ледника происходили на фоне стабильных температурных условий, то есть причины деградации ледника имеют не климатический характер.

Отступление ледников сопровождается формированием приледниковых озер и развитием опасных геоморфологических процессов, таких как прорыв приледниковых озер, каменные осыпи и спльвы, отседания и обвалы склонов, ледниковые обвалы.

Основным риском таяния мертвых льдов ледника Большой Азау является возможность быстрого откола большого куска льда, что может привести к формированию гляциального селя в долине реки Баксан.

Деградация ледников при потенциальном потеплении, несмотря на то что долина освобождается ото льда, приводит к весьма значительной угрозе катастрофических гляциальных селей или к очень быстрому продвижению языка. Это может быть связано с изменением пластических свойств льда при потеплении и возможным увеличением скорости течения льда.

Работа выполнена при частичном финансировании РФФИ (гранты 08-05-01068 и 10-05-00986) и Федерального агентства по науке и инновациям (госконтракт 02.740.11.0337). Авторы благодарят Д. Петракова и А. Олейникова за помощь при дешифрировании космоснимков.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Васильчук Ю.К., Котляков В.М. Основы изотопной геохронологии и гляциологии: Учебник. М.: Изд-во МГУ, 2000. 616 с.
2. Васильчук Ю.К., Чижова Ю.Н., Папеш В., Буданцева Н.А. Высотный изотопный эффект в снеге на леднике Гарабаши в Приэльбрусье // Криосфера Земли. 2005. Т. IX. № 4. С. 10–25.
3. Васильчук Ю.К., Чижова Ю.Н., Папеш В., Буданцева Н.А. Изотопный состав языка ледника Большой Азау в Приэльбрусье // Криосфера Земли. 2006. Т. X. № 1. С. 56–68.
4. Вилесов Е.Н., Горбунов А.П., Морозова В.Н., Северский Э.В. Деградация оледенения и криогенез на современных моренах северного Тянь-Шаня // Криосфера Земли. 2006. Т. X. № 1. С. 69–73.
5. Иванов М.Н. Эволюция ледников Полярного Урала от МПГ 1957–1959 гг. до МПГ 2007–2009 гг. // Тезисы докладов Международного совещания по итогам МПГ 28 сентября — 1 октября 2009 г. в г. Сочи. Сочи, 2009.
6. Котляков В.М., Носенко Г.А., Осипова Г.Б., Рототаева О.В. Мониторинг рисков гляциального генезиса в высокогорье // Тезисы докладов Международного совещания по итогам МПГ 28 сентября — 1 октября 2009 г. в г. Сочи. Сочи, 2009.
7. Кутузов С.С. Изменение ледников Внутреннего Тянь-Шаня за последние 150 лет: Автореф. дис. ... канд. геогр. наук. М.: ИГРАН, 2009. 26 с.
8. Ледники Таджикистана. Душанбе: Министерство охраны природы Республики Таджикистан, Главное управление по гидрометеорологии и наблюдениям за природной средой, 2003.
9. Михаленко В.Н., Кутузов С.С., Лаврентьев И.И., Кунахович М.Г., Томпсон Л.Г. Исследования западного ледникового плато Эльбруса: результаты и перспективы: Материалы гляциологических исследований. 2005. Вып. 99. С. 185–190.
10. Мухина Ю.С. Ледники Эльбруса и их колебания за последние 120 лет: Дипломная работа. М.: МГУ, 2008. 82 с.
11. Оледенение Эльбруса. М.: Изд-во МГУ, 1968. 343 с.
12. Останин О.В., Михайлов Н.Н. Изменения ледников Алтая с конца XIX века и тенденции их развития в XXI веке // Тезисы докладов XIII гляциологического симпозиума «Сокращение гляциосферы: факты и анализ», 24–28 мая 2004 г., г. Санкт-Петербург. СПб., 2004. С. 108–109.
13. Сейнова И.Б., Золотарев Е.А. Ледники и сели Приэльбрусья (эволюция оледенения и селевой активности). М.: Научный мир, 2001. 203 с.
14. Adema G.W., Karpilo R.D.Jr., Molnia B.F. Melting Denali: effects of climate change on the glaciers of Denali National Park and preserve. — www.nps.gov/akso/AKParkScience/ClimateChange/adema.pdf
15. Alean J., Hambrey M. Ice retreat at high and low altitudes (and associated subpages). Morteratsch ice retreat / Retrieved on May 30, 2006. — http://en.wikipedia.org/wiki/Retreat_of_glaciers_since_1850 и <http://www.swisseduc.ch/glaciers/morteratsch/comparison/morteratsch-forefield-en.html>
16. Allen S.K., Schneider D., Owens I.F. First approaches towards modelling glacial hazards in the Mount Cook region of New Zealand's Southern Alps // Nat. Hazards Earth Syst. Sci. 2009. № 9. P. 481–499.
17. Burgess D.O., Sharpa M.J. Recent changes in areal extent of the Devon ice cap, Nunavut, Canada // BioOne. 2003. № 36 (2). P. 261–271.
18. Canadian Cryospheric Information Network, Friday, March 3, 2006. Cambridge, UK: CRYSYS Community, 2006. — nsidc.org/news/events/ipydis/le-drew_ccin.ppt
19. Casassa G., Brecher H., Rivera A., Aniya M.A. A century-long recession record of glacier O'Higgins, Chilean Patagonia // Annals of Glaciology. 1997. № 24. P. 106–110.
20. Dansgaard W. Stable isotopes in precipitation // Tellus. 1964. V. 16. № 4. P. 436–468.
21. Glaciological investigations in Norway 2006 / Ed. by Kjellmoen B. 2007. NVE Report 1. 99 p.
22. Glowacki P. Glaciology and environmental monitoring. Research in Hornsund. 2006. — http://hornsund.igf.edu.pl/srodowisko_en.html
23. Howat I.M., Joughin I., Scambols T.A. Rapid changes in ice discharge from Greenland outlet glaciers // Science. 2007. V. 315. № 5818. P. 1559–1561.
24. Koerner R.M. Queen Elizabeth Island glaciers / Ed. by R.J. Fulton. Quaternary geology of Canada and Greenland. Geological survey of Canada. Geology of Canada. 1989. The Geology of North America. K-1. P. 464–478.
25. Kumar K.; Dumka R.K.; Miral M.S.; Satyal G.S., Pant M. Estimation of retreat rate of Gangotri glacier using rapid static and kinematic GPS survey // Current Science. 2008. V. 94. № 2. P. 258–262.
26. Molnia B.F., Miller M.M. Fast-flow advance and parallel rapid retreat of non-surgingly tidewater glaciers in Icy Bay and Yakutat Bay, Alaska — 1888–2003 // Seattle Annual Meeting, November 2–5, 2003. Paper № 51–7.
27. Molnia B.F. Repeated rapid retreats of Bering Glacier by disarticulation — the cyclic dynamic response of an Alaskan Glacier System / American Geophysical Union. Fall Meeting. 2005. Abstract. C42A-03.
28. Moore R.D., Fleming S.W., Menounos B., Wheate R., Fountain A., Stahl K., Holm K., Jakob M. Glacier change in western North America: influences on hydrology, geomorphic hazards and water quality // Hydrological Processes. 2009. V. 23. Iss. 1. P. 42–61.
29. Pattyn F.B., De Smedt B., De Brabander S., Van Huele W., Agatova A., Mistrukov A., Declair H. Ice dynamics and basal properties of Sofiyskiy glacier (Altai mountains, Russia) based on DGPS and radio-echo sounding surveys // Annals of Glaciology. 2003. V. 37. № 1. P. 286–292.
30. Pederson G.T., Fagre D.B., Gray S.T., Graumlich L.J. Decadal-scale climate drivers for glacial dynamics in Glacier National Park, Montana, USA // Geophysical Research Letters. 2004. V. 31. L12203.
31. Pelto M.S., Hedlund C. Terminus behavior and response time of North Cascade glaciers, Washington, U.S.A. // Journal of Glaciology. 2001. V. 47. № 158. P. 497–506.
32. Rai S.C., Gurung T., Thomas J.K., Shrestha A.B., Kumar R., Shen Y. An overview of glaciers, glacier retreat and subsequent impacts in Nepal, India and China / WWF Nepal Program. 2005. 70 p. — <http://assets.panda.org/downloads/himalayaglaciologistsreport2005.pdf>
33. Richardson S.D., Reynolds J.M. An overview of glacial hazards in the Himalayas // Quaternary International. 2000. № 65/66. P. 31–47.
34. Shahgedanova M., Hagg W., Hassell D., Stokes C.R., Popovnin V. Climate change, glacier retreat and water availability in the Caucasus region // Threats to Global Water Security. NATO Science for Peace and Security Series C: Environmental Security. Eds. T.G. Jones, C.J.V. Hakopian. 2009. P. 131–143.
35. Sigurðsson O., Jonsson T., Johannesson T. Relation between glacier-termini variations and summer temperature in Iceland since 1930 // Annals of Glaciology. 2007. V. 46. P. 170–176.
36. Swiss Glacier Monitoring Network «Variations of Grosser Aletschgletscher». Zurich: Swiss Federal Institute of Technology, 2005. — <http://glaciology.ethz.ch/messnetz/glacierlist.html>
37. Thompson L. Map of Qori Kalis Glacier, Peru, 2006. — <http://www.eurekalert.org/multimedia/pub/1271.php?from=80390>
38. Tsutomu Kadota, Gombo D. Recent glacier variations in Mongolia // Annals of Glaciology. 2007. V. 46. P. 185–188.
39. World Glacier Monitoring Service (WGMS) / Retrieved on December 20, 2005. — en.wikipedia.org/wiki/Retreat...glaciers_since_1850 ; <http://www.geo.unizh.ch/wgms/fog.html>