

## ЗОНЫ ЛЬДООБРАЗОВАНИЯ И ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ СНЕЖНО-ФИРНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ НА ЛЕДНИКАХ АКТРУ

Ю.К. Нарожный

Томский государственный университет

Выявлена зональность процессов льдообразования и факторы ее обуславливающие. Рассмотрены особенности строения снежно-фирновых толщ и их изменения в связи с колебаниями климата.

Изучение процесса усвоения ледниками поступающего на них вещества (т.е. весь путь превращения накапливающегося на ледниковой поверхности снега в лед) дает возможность получить сведения о зональности различных типов льдообразования, с которыми тесно связаны внутренний и внешний массоэнергообмен, гидрологический и температурный режимы, глубинное строение ледника и т.д.; а по известным особенностям строения активной толщи ледника судить об изменчивости гидроклиматических условий в малоизученных районах современного оледенения. Поэтому, именно тип льдообразования служит тем первичным и основным звеном в сложной цепи взаимодействия между климатом и оледенением, что, в конечном итоге, и определяет характерные этапы эволюции ледников.

Материалом для исследования данного вопроса послужили многолетние наблюдения на ледниках Актру за последние 20 лет. Для изучения мощности и строения фирновой толщи в областях питания ледников Актру была заложена серия глубоких шурфов (рис. 1). Основные работы были сосредоточены в области питания ледника Матью Актру, где, помимо шести шурфов, мощностью от 2 до 11 м, имелось семь термоскважин глубиной 10–20 м. Кроме того, использовались визуальные оценки в трещинах и обрывах. В отдельных случаях,

особенно в местах значительной мощности фирна, применялось термобурение. Эти данные позволили оценить долю фирнового чехла в общей массе льда ледников Актру на различные временные срезы (табл. 1), которые соответствуют периодам средней (1981 г.), максимальной (1983–1989 гг.) и минимальной (1991–1998 гг.) мощности фирна.

Как видим, этот незначительный слой, являющийся практически величиной чистой аккумуляции (без льдообразования в зоне ледяного питания), обладает чрезвычайной изменчивостью как во времени, так и по площади ледников и служит очень важным показателем направленности тенденций развития оледенения в целом.

Всего в бассейне сосредоточено 1,183 км<sup>3</sup> льда [17], что равноценно 1065 млн м<sup>3</sup> воды, которая может образоваться в результате таяния этого количества льда и соответствует объему ледникового стока реки Актру за 100 лет (при среднегодовом стоке в 11 млн м<sup>3</sup>). Водозапас фирнового чехла, при средней плотности 0,63–0,66 г/см<sup>3</sup>, равен 40 млн м<sup>3</sup> воды. Относительное инфильтрационное уплотнение толщи фирна равно около 0,35–0,40. Следовательно, регулирующая емкость ледников Актру только за счет свободных пор составляет в среднем 15 млн м<sup>3</sup> воды.

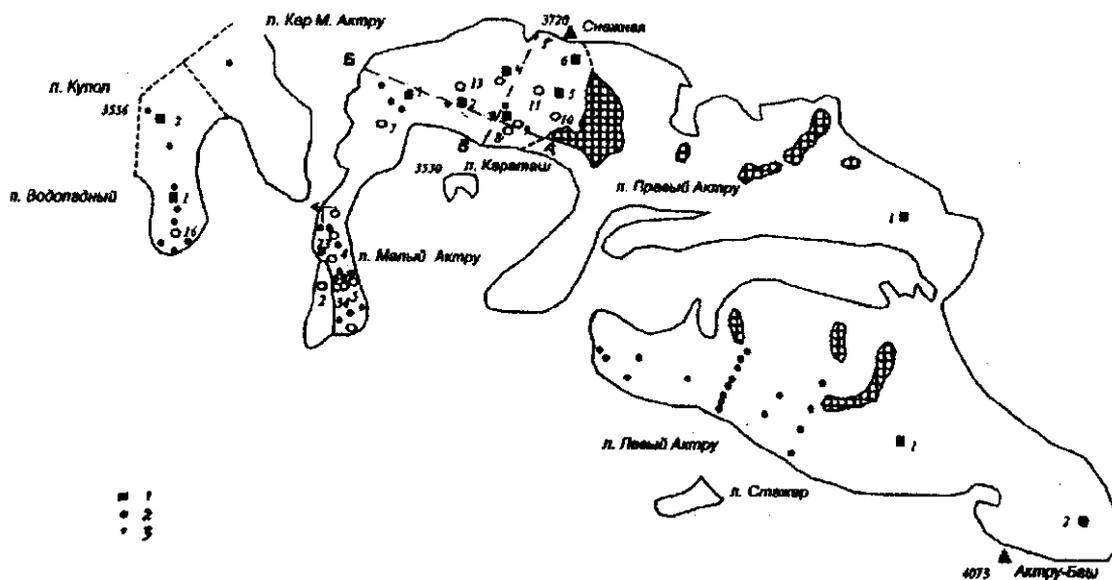


Рис. 1. Схема расположения пунктов наблюдений на ледниках Актру (1 – шурфы, 2 – термоскважины, 3 – абляционные рейки)

Таблица 1

Запасы льда и фирна (в скобках – в % от общей мощности) в ледниках Актру

Ледник	Общая мощность, м (по [17])		Средняя мощность фирна, м			Максимальная мощность, м
	средняя	максимальная	на 1981 г.	на 1989 г.	на 1998 г.	
Малый Актру	86	235	3,7 (4,3)	4,8 (5,6)	3,1 (3,6)	13
Левый Актру	90	185	4,1 (4,6)	5,3 (5,9)	3,4 (3,8)	17
Правый Актру	56	194	3,8 (6,8)	5,0 (8,9)	3,0 (5,3)	15
Водопадный	55	113	1,0 (1,8)	1,7 (3,1)	0,6 (1,1)	5
Кар Малого Актру	69	109	1,9 (2,8)	2,8 (4,1)	1,3 (1,9)	6
Слажер	53	91	3,4 (6,4)	4,2 (7,9)	2,8 (5,3)	8
Всего по бассейну	75	235	3,7 (4,9)	4,8 (6,4)	2,9 (3,9)	17

Примечание: представленные данные (кроме максимальной мощности) относятся к общей площади каждого ледника.

**Мощность, строение и плотность фирновой толщи**

На рис. 2 представлены структурные разрезы фирновой толщи ледника Малый Актру по линиям АБ и ВГ (рис. 1) на конец сезона таяния 1984 г. Они характеризуют собой предельные мощности фирна, встре-

чающиеся на этом леднике, а также крайние значения длительности льдообразования. Обращает внимание довольно сложное и разнообразное строение фирново-ледяной толщи.

На поперечном профиле ВГ максимальные мощности фирна приурочены к подножию склона ледораздельного гребня и составляют 13 м. Этот участок характеризуется самыми благоприятными условиями снегонакопления. Кроме того, пониженные значения радиационной составляющей теплового баланса, вследствие закрытости горизонта, обеспечивает и малое количество воды, участвующей в преобразовании толщи. Шурф № 4 (рис. 3) наглядно демонстрирует характерные особенности строения этого участка. Чередующиеся горизонты фирна, мощностью от 110 до 170 см, разделены прослойками льда, постепенно увеличивающимися с глубиной, от 2 до 10–20 см. В верхних слоях встречаются линзы, жилы, сосульки инфильтрационного происхождения. В целом, разрез, мощностью 11 м, состоит на 85% из фирна и на 15% из льда.

В центральной части поперечного профиля отмечается общий прогиб ледника, с уклоном в 3–6°, который прослеживается вплоть до ледопада. Морфология поверхности, а также соотношение величин аккумуляции-абляции здесь таковы, что мощность фирновой толщи едва достигает 6 м и практически на 50% представлена льдом. В то же время на других участках ледника при аналогичных условиях мощность толщи достигает 7–9 м. Дело в том, что по наклонным (8–15°) ледяным прослойкам с обеих сторон сюда поступают дополнительные порции воды, а незначительный уклон этой части ледника способствует ее застою, и

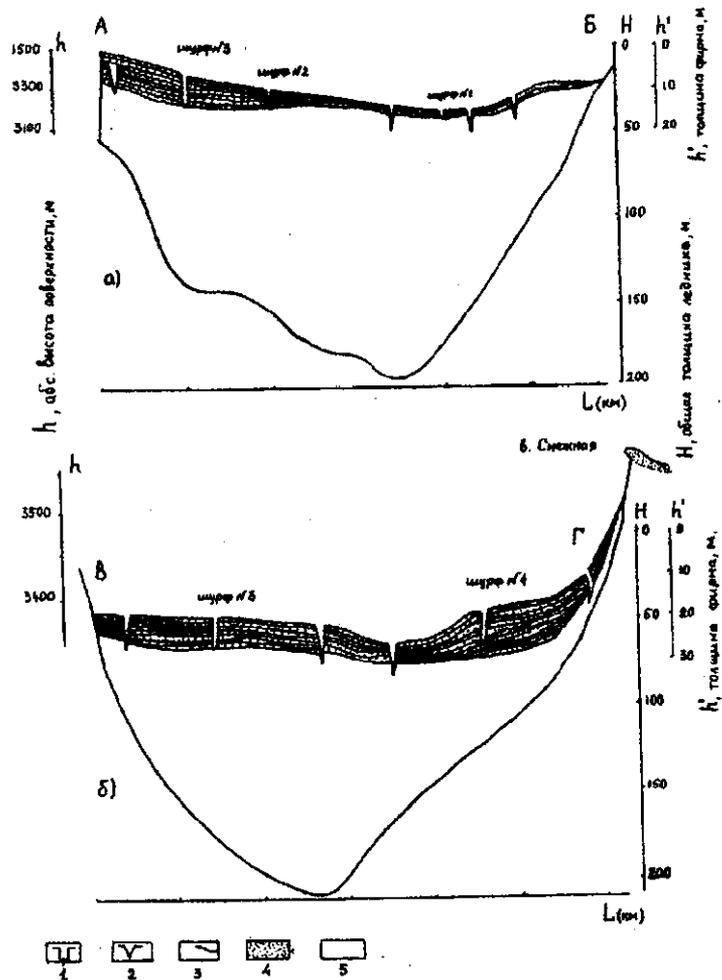


Рис. 2. Структурные разрезы ледника Малый Актру по линиям АБ и ВГ (Рис. 1) на конец периода таяния 1984 г. (1 – шурфы, 2 – трещины, 3 – границы годовых горизонтов, 4 – фирн, 5 – лед)

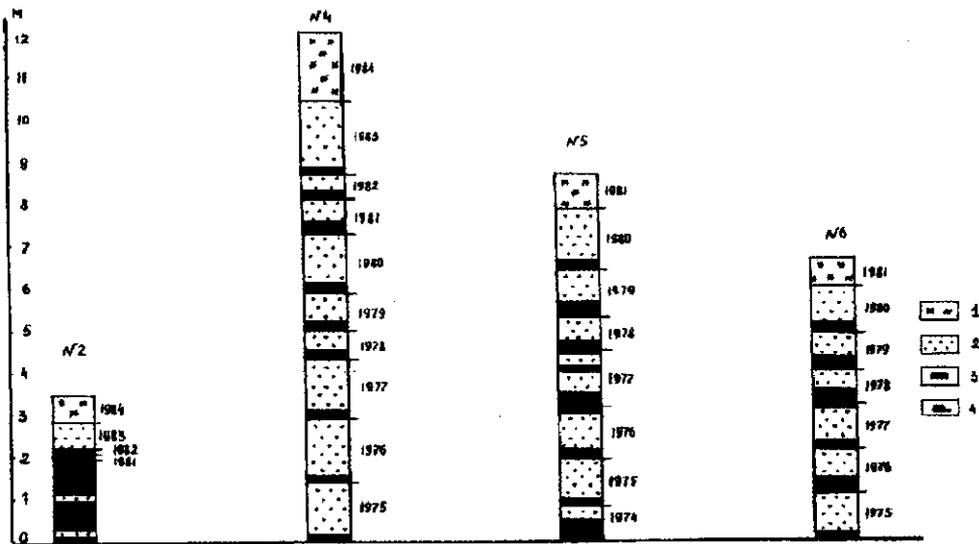


Рис. 3. Строение фирново-ледяной толщи в различных точках области питания ледника Малый Актру (1 – сезонный снег, 2 – фирн, 3 – лед, 4 – границы годовых горизонтов)

часть воды замерзает в зимний период. В этой зоне также наблюдаются ледяные дайки, механизм формирования которых описан А.Б. Бажевым [1]. Оставшаяся часть профиля характеризует наиболее распространенное строение основной площади области питания и представлена разрезом главного опорного шурфа № 3 (рис. 4). У правого борта вновь прослеживается понижение поверхности фирновой толщи вследствие весьма интенсивного теплового воздействия скального обрамления.

По продольному разрезу АБ характер строения фирновой толщи в целом сохраняется. От начала профиля (точка Б), на протяжении 300–400 м, 7–9-метровая толща представлена наклонными (4–7°) параллельными годовыми слоями, разделенными прослойками

льда (см. шурф № 3, рис. 4). Далее, слои фирна, постепенно утоньшаясь по простиранию, последовательно сверху вниз выклиниваются на поверхность. Это хорошо можно наблюдать в экстремальные годы (например, 1998), когда снеговая граница оказывается гораздо выше своего среднееголетнего уровня.

В противоположность фирновым горизонтам, слои и линзы льда, постепенно утолщаясь, сливаются друг с другом, образуя все более мощные горизонты. В разрезе все больше начинает преобладать лед. Наиболее показательным в этом смысле являются данные стратиграфического разреза по шурфу № 2 (рис. 3), в котором более чем на 70% от общей мощности составляет лед инфильтрационного и инфильтрационно-конжеляционного происхождения.

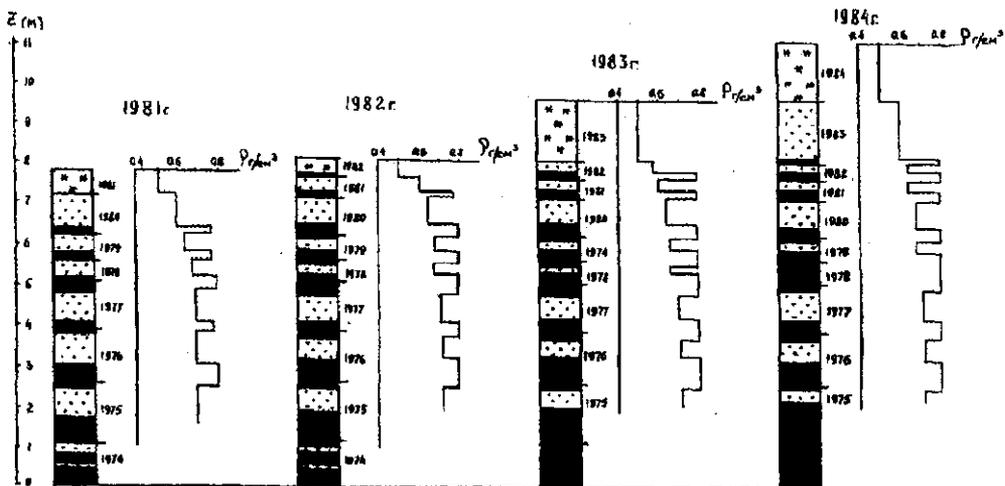


Рис. 4. Строение и плотность ( $\rho$ ) фирново-ледяной толщи ледника Малый Актру в опорном шурфе № 3 за 1981–1984 гг. (Условные обозначения см. рис. 3)

Не остаются постоянными мощность и строение толщи и год от года. На рис. 4 представлены осенние разрезы фирновой толщи по шурфу № 3 за четыре года. Как видим, изменения очень значительны. Они выражаются как в общем количестве водозапаса всей толщи, так и в величине относительного количества фирна и льда. Например: число ледяных образований в разрезе 1982 г. превышает таковые за 1984 г. в 1,3 раза, а водозапас меньше в 1,1 раза.

В целом из общей площади области питания ледника Малый Актру на конец абляционного периода 1984 г. участки полного набора годовых слоев занимают около 0,85 км<sup>2</sup> или 37% площади, где число слоев составляет 7–10. На остальной площади их число не превышает 1–6.

На ледниках Левый и Правый Актру наблюдается более разнообразная картина распределения мощности фирна по площади. На Левом Актру две верхние обширные ступени, с абсолютными высотами 3200–3400 и 3500–3700 м, составляющие около 70% площади всей области питания, являются, по существу, основными зонами аккумуляции снежно-фирновых масс, максимальная мощность которых достигает 15–17 м. Исключение составляют зоны перегибов, где фирновый чехол крайне мал (3–5 м). На Правом Актру обращают на себя внимание зоны повышенной концентрации фирна, расположенные в двух карах. На обоих ледниках основные снежно-фирновые массы сосредоточены у правого подветренного склона, в то время как противоположная сторона нередко бывает совершенно лишена фирнового чехла. На леднике Водопадный основные запасы фирна (3–5 м) сосредоточены практически в его центре (зона прогиба поверхности) в 400–600 м от конца языка. Далее, вверх по профилю, фирновый чехол практически исчезает и питание этой части ледника происходит исключительно за счет мощного слоя (20–30 см) инфильтрационно-конжеляционного льда.

Большой практический интерес представляют значения плотности снежно-фирновой толщи ледника: ее пространственные различия, скорость и величина изменения от начального значения до плотности льда, ее преобразования на различных глубинах. Решение этих вопросов так или иначе связано с чисто региональными условиями формирования определяющих факторов процессов льдообразования (аккумуляция, таяние, температура и строение толщи и т.д.), которые, как показывают работы [8, 11, 13 и др.], существенно индивидуальны в каждом конкретном районе. Поэтому, для различных районов с разным режимом ледников такие зависимости будут свои.

На рис. 4 и 5 показаны распределение плотности по глубине в различных точках ледника. Прослеживается единая закономерность: плотность фирна в районах с полным набором годовых слоев вначале быстро (от 0,48–0,55 до 0,60–0,65 г/см<sup>3</sup> в пределах первых 1–3 слоев), а затем медленнее (от 0,65 до 0,88 г/см<sup>3</sup>) нарастает с глубиной. На рис. 6а показаны изменения плотности  $\Delta\rho$  за летний сезон по глубине  $Z$  в средний, а также минимальный и максимальный по условиям аккумуляции годы. Как видим, во всех случаях скачок изменения плотности для слоя текущего года составляет 0,12–0,15 г/см<sup>3</sup>, что соответствует почти 20–30% первоначальной плотности; в слое предшествующего года  $\Delta\rho = 0,08–0,12$  г/см<sup>3</sup> или 8–10%, и далее идет уменьшение до 0,02–0,04 г/см<sup>3</sup> или 3–5%. Заметим, что эпюры этих зависимостей подобны эпюрам распределения запасов холода по глубине перед началом таяния [16].

На основании всех имеющихся материалов построена кривая распределения плотности  $\rho$  фирна по глубине  $Z$  (рис. 6б), представляющая собой ломаную линию. Первая часть ее, более крутая, соответствует верхним 1–2 горизонтам, где средний прирост плотности фирна на каждый метр глубины составляет 0,06–0,08 г/см<sup>3</sup>. Вторая часть кривой более пологая и показывает среднее увеличение плотности по глубине, рав-

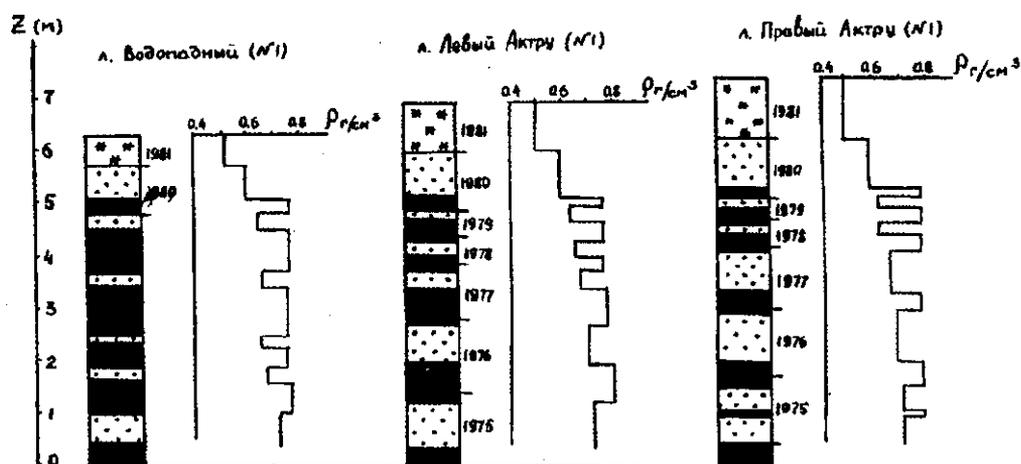


Рис. 5. Строение и плотность ( $\rho$ ) фирново-ледяной толщи на ледниках Водопадный, Левый и Правый Актру в конце сезона таяния 1981 г. (Условные обозначения см. Рис.3.)

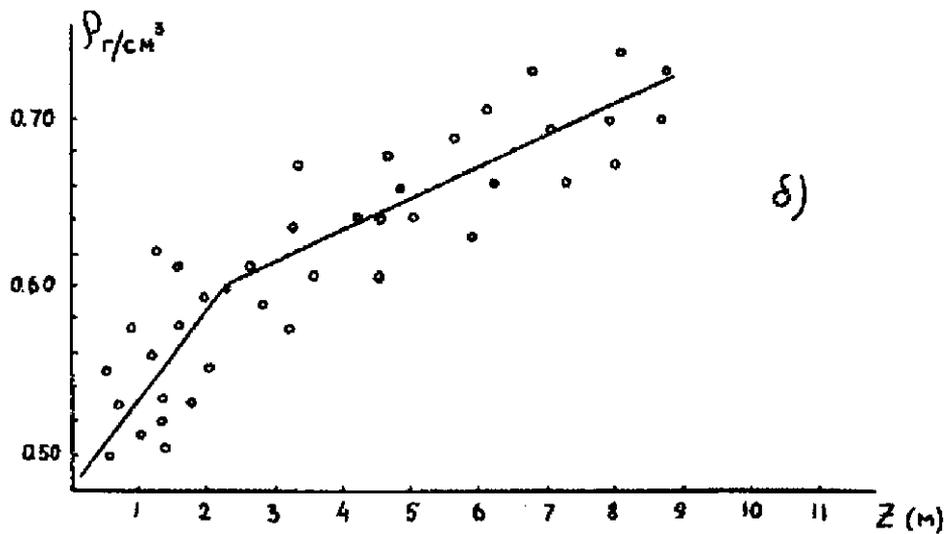
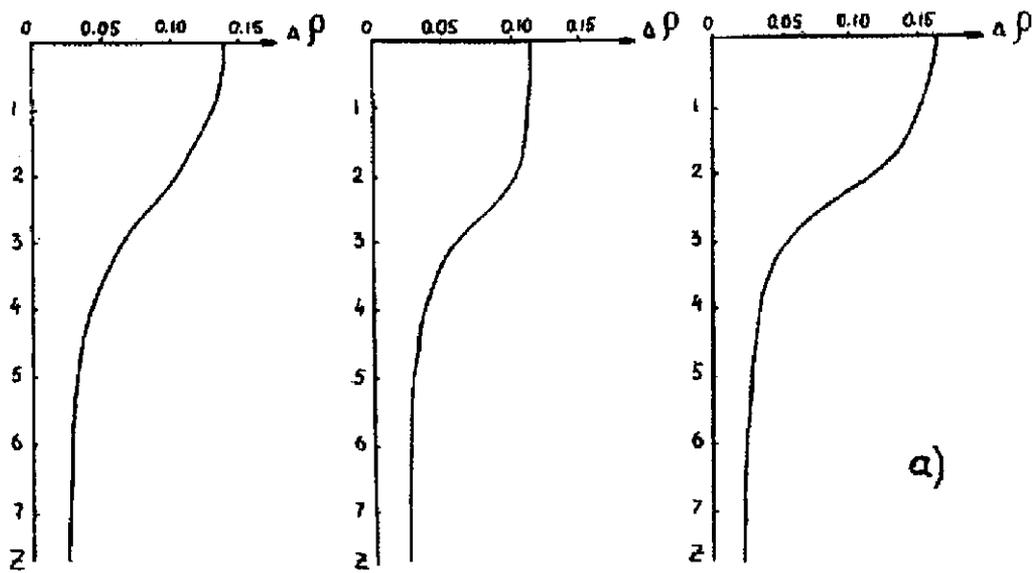


Рис. 6. Изменения плотности фирна ( $\Delta\rho$ ) в шурфе № 3 за летние сезоны в различные по условиям аккумуляции годы (а), а также зависимость плотности фирна от глубины ( $Z$ ) на леднике Малый Актру (б)

ное  $0,02-0,03 \text{ г/см}^3$  на метр. По сравнению с имеющимися в [6, 11, 13 и др.] сведениями, наша кривая более крутая и, соответственно, приращение плотности по глубине больше. Это объясняется, по-видимому, тем, что в данном случае мы имеем дело с холодным типом льдообразования (в противоположность тепловому на ледниках Абрамова и Марух). Резкий перегиб в значениях плотности на глубине 2–3 м показывает ту предельную мощность, где и сосредоточен основной объем инфильтрационного льдообразования, а также наблюдаются наибольшие значения вертикальных деформаций толщи (см. ниже).

Оседание определялось путем повторного измерения расстояния между деревянными штырями, вби-

тыми на границе каждого годового горизонта, весной 1981 г. в шурфе № 3 с последующими его замерами в сентябре этого же года, весной и осенью 1982 г. За имеющихся два летних сезона величина оседания практически оставалась одной и той же, равной 2,2–2,5%, а за зимний период 1981/82 г. – 1,6% (т.е. за год в среднем – 4%). Ее значения между слоями распределялись следующим образом: 6–9% составляет оседание первого слоя, 4–5% – второго, 1,0–1,7% – в последующих слоях. Кроме того, в мае 1981 г. в районе шурфа № 3 был «разбит» квадрат со стороной 50 м. Повторные измерения расстояния между вершинами этого квадрата в июне 1982 г. показали, что деформация толщи за счет растяжения составляет около

0,011 год<sup>-1</sup> или 1,1%. Таким образом, увеличение плотности фирновой толщи за счет вертикального оседания составляет около 4%, но горизонтальное растяжение уменьшает его на 1%, в результате – приращение плотности равно 3% в год. Полученные результаты по ледникам Актру аналогичны имеющимся в литературе [11, 14], а это, в свою очередь, свидетельствует об однородности процессов деформации толщи за счет статических и динамических напряжений на различных ледниках.

### Инfiltrация и просачивание талой воды в фирновую толщу

К настоящему времени накоплен большой опыт и получены конкретные данные о процессах инfiltrации в фирново-ледяную толщу в различных ледниковых районах [2, 3, 4, 11 и др.]. Показана их роль во всем многообразии факторов, определяющих вещественный и энергетический баланс ледников. Для определения этой важной характеристики в области питания ледника Малый Актру зимой 1981 г. был выбран наиболее типичный участок, внутреннее строение которого представлено разрезом шурфа № 3 (рис. 4), где и были поставлены наблюдения за скоростью просачивания талых вод с использованием красителя. Температура толщи измерялась как непосредственно в шурфе, так и по скважинам № 8 и № 9 (рис. 1).

Как известно [2], процессы инfiltrации являются функцией многих переменных, главные из которых – продолжительность и интенсивность таяния, начальная структура толщи и ее изменения по глубине, температурное состояние и условия стока талых вод. Таяние в районе шурфа началось 5 мая и до времени полного пропитывания толщи, которое отмечается 23 июля, на поверхности образовалось 600 мм талой воды. Таким образом, средняя скорость инfiltrации талых вод составляет за период 9 см/сутки, а средняя интенсивность таяния – 7,5 мм/сутки. Причем скорость инfiltrации в этот период крайне неравномерна: меньше всего она в сезонном снеге (4–6 см/сутки) и связана, в основном, с малой интенсивностью таяния; затем скорость инfiltrации постепенно увеличивается и у основания снежной толщи достигает 10–15 см/сутки; на контакте снег-фирн отмечается ее минимальное значение – 2–4 см/сутки. Запас холода в этом слое составил (в пересчете на слой воды) около 50 мм, а с поверхности поступило 140 мм талой воды. Следовательно, в период с 5 по 31 мая – времени полной пропитки снежной толщи, интенсивность таяния составила 5 мм/сутки, а интенсивность «реализации» холода – около 2 мм/сутки. В фирновом слое предшествующего года (1980) скорость инfiltrации возрастает от 3–4 – в верхней части, до 10–15 см/сутки – у его основания, и вновь замедляется на контакте с легкой поверхностью 1979 г. – до 2–3 см/сутки. Такой пульсирующий характер инfiltrации в фирновых слоях объясняется, главным образом, особенностями

строения толщи, где годовые слои отделяются мощными ледяными прослойками – до 20–30 см. В целом скорость инfiltrации в фирне составила 10–11 см/сутки. При этом интенсивность подачи воды с поверхности в этот период (с 1 июня по 23 июля) возросла до 8,7 мм/сутки, а запас холода в фирне составил около 90 мм.

Скорость инfiltrации сквозь уже промоченную снежно-фирновую толщу в период с 24 июля по 10 августа (конец периода таяния) будет зависеть, в основном, от интенсивности поверхностного таяния и, поэтому, водоотдача из толщи должна происходить довольно быстро. Во всяком случае, как следует из наблюдений на Марухском леднике [11], хотя эффективный поток имеет сечение, примерно равное лишь 5–10% сечения сообщающихся пор, но этого вполне достаточно для быстрой инfiltrации того количества талой воды, которое обусловлено таянием.

### Зоны льдообразования

Многочисленные данные по аккумуляции и таянию, температурному состоянию, распределению и стратиграфии снежно-фирновых отложений и т.д. позволяют по известным признакам достаточно надежно выделить в областях питания ледников Актру определенные наборы зон льдообразования, которые характерны для большинства районов современного оледенения Алтая.

Рассмотрим зональность процессов льдообразования при средних условиях, наблюдавшихся на ледниках Актру за последние 20 лет, используя при этом граничные условия существования той или иной зоны, выявленные по массовым измерениям на леднике Малый Актру. Основными критериями выделения гляциологических зон служили разработки П.А. Шумского [21, 22], Е.Н. Цыкина [20], А.Н. Кренке [9, 10, 12], а также использовались характерные признаки той или иной зоны, основанные на стратиграфических особенностях строения фирново-ледяной толщи, полученных в различных ледниковых районах [2, 5, 6, 7, 11, 13, 14, 18, 19 и др.].

На ледниках бассейна выделены следующие зоны льдообразования: холодная фирновая, фирново-ледяная и ледяного питания (рис. 7).

*Холодная фирновая*, или инfiltrационно-рекристаллизационная зона простирается по всей кромке южного ледораздела бассейна от его подножий (3370–3400 м) до самых верхних гребней – вершина Актру-Баш (4075 м), и занимает 3,49 км<sup>2</sup> или 36% площади областей питания ледников Актру (табл. 2). Наличие участков наибольшей аккумуляции на нижних пределах и закономерное уменьшение таяния на верхних составляют общее правило для области распространения данной зоны. Особенно это хорошо выражено на Левом Актру, где нижняя граница расположена на 30–90 м ниже, чем на других ледниках бассейна и имеет здесь наибольшее распространение. Вертикаль-

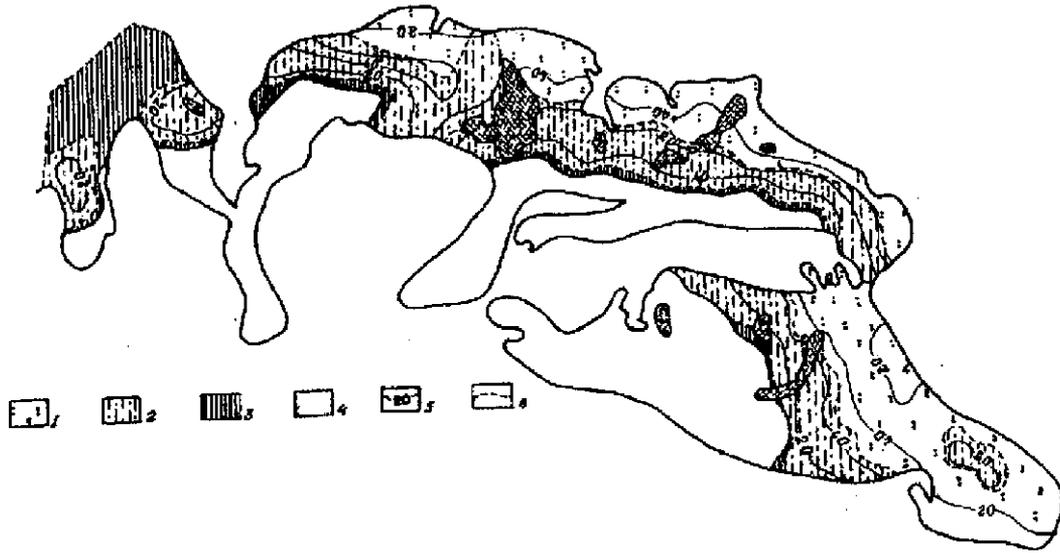


Рис. 7. Распределение зоны ледообразования и величин внутреннего питания на ледниках Актру в среднем за период 1977–1999 гг. (1 – холодная фирновая зона, 2 – фирново-ледяная зона, 3 – зона ледяного питания, 4 – зона абляции, 5 – величина внутреннего питания (г/см<sup>2</sup>), 6 – граница зон ледообразования)

ный диапазон на Малом Актру составляет 270 м, Правом Актру – 480 м, Левом Актру – 720 м.

Климат в пределах холодной фирновой зоны характеризуется самыми низкими температурами воздуха, которые зимой достигают  $-30 \div -40^\circ\text{C}$ , а среднелетние (июнь–август) на средней высоте зоны составляют  $-2 \div -3^\circ\text{C}$ .

В пределах рассматриваемой зоны суммарная аккумуляция на ледниках изменяется от 100 до 125 г/см<sup>2</sup>, достигая в отдельных точках до 200 г/см<sup>2</sup> (табл. 2). В течение периода летнего таяния поверхность снежного покрова сохраняет весьма высокое альbedo (75–85%), поэтому, количество солнечной радиации, поглощаемой поверхностью, уменьшено почти в 1,5–2,0 раза по сравнению с нижележащими зонами. Этому способствует летний максимум осадков, которые здесь полностью выпадают в твердом виде. Тем не менее, таяние в холодной фирновой зоне составляет 20–40% общих снегозапасов. Количество талой воды колеблется от 400 до 150 мм, закономерно уменьшаясь с высотой. Остаток снега в конце непродолжительного теплого периода, длящегося здесь около 30–50 дней, составляет в среднем 160 см, изменяясь от 100 до 200 см.

Результаты структурного анализа показывают (рис. 3, шурф № 4), что преобразование снега в лед на большей части площади этой зоны происходит за 8–10 лет (на участках максимальной мощности фирна – за 10–12 лет) и заканчивается на глубинах от 10 до 18 м в условиях отрицательных температур исключительно под действием оседания и рекристаллизации. Последнее составляет 35–40% в общем процессе ледообразования, а инфильтрационное – 60–65% и происходит, в основном, в верхних 5–8 м толщи.

*Фирново-ледяная, или инфильтрационная зона* имеет наибольшее распространение и составляет 5,31 км<sup>2</sup> или 55% общей площади областей питания ледников Актру (табл. 2). Она занимает обширные, сравнительно выположенные пространства в небольшом диапазоне высот (3150–3440 м). Нижней границей является фирновая линия. Отдельные пятна ее встречаются как внутри холодной фирновой (см. Левый Актру), так и ледяной (Водопадный и Кар Малого Актру) зон ледообразования (рис. 7). В первом случае это обусловлено малой аккумуляцией из-за сноса снега ветром на выпуклом участке ледника, во втором – наоборот, концентрацией снега в вогнутых формах рельефа на более низких пределах.

Ледообразование в этой зоне завершается инфильтрационным путем. Причем, за 2–3 года в этой зоне образуется такое количество воды, которого хватило бы для полного превращения фирна в лед. Однако около 30–80% ее уходит в сток. Поэтому ледообразование длится 6–7 лет – на участках полного набора годовых слоев, и 2–5 лет – на остальной части зоны. Об этом же свидетельствуют и стратиграфические разрезы (рис. 3, 4, 5). Увеличение плотности за счет статических и динамических напряжений составляет 3% (см. выше), что за 7 лет дает прибавку плотности 0,07–0,08 г/см<sup>2</sup>, а это, в свою очередь, соизмеримо с годовым инфильтрационным ледообразованием. Таким образом, процессы оседания и рекристаллизации ускоряют общий процесс ледообразования сроком на 1 год.

*Зона ледяного питания, или инфильтрационно-конжстационная зона.*

На долинных ледниках бассейна – Малый, Левый и Правый Актру – эта зона наблюдается в виде узкой, иногда прерывистой, полосы шириной не более

Таблица 2

Средние величины суммарной аккумуляции (С), таяния (А) и внутреннего питания (F) в различных зонах льдообразования ледников Актру за период 1977–1999 гг.

Ледник		Зоны льдообразования				В целом по ледникам
		Холодная фирновая	Фирново-ледяная	ледяная	зона абляции	
Малый Актру	S	0,30	1,45	0,11	0,87	2,73
	ΔН	3440–3710	3180–3440	3160–3180	2235–3160	2235–3710
	Ct	125	107	91	60	94
	At	35	75	91	220	119
	F	35	25	12	–	19
Правый Актру	S	1,34	1,60	0,15	2,06	5,15
	ΔН	3390–3870	3150–3390	3130–3150	2455–3130	2455–3870
	Ct	118	105	75	59	91
	At	40	67	75	195	112
	F	40	22	7	–	17
Левый Актру	S	1,85	1,77	0,07	2,26	5,95
	ΔН	3350–4070	3180–3350	3160–3180	2530–3160	2530–4070
	Ct	115	95	70	57	89
	At	35	70	70	215	119
	F	35	23	7	–	19
Водопадный	S	–	0,22	0,26	0,27	0,75
	ΔН	–	3200–3380	3180–3552	3055–3180	3055–3552
	Ct	–	80	45	40	56
	At	–	55	45	125	75
	F	–	17	18	–	11
Кар Малого Актру	S	–	0,27	0,31	0,33	0,91
	ΔН	–	3160–3300	3140–3500	2650–3140	2650–3500
	Ct	–	90	50	50	65
	At	–	55	50	120	85
	F	–	21	17	–	12
Всего по ледникам бассейна	S	3,49	5,31	0,90	5,79	15,49
	ΔН	3350–4070	3150–3440	3130–3552	2235–3180	2235–4070
	Ct	117	100	60	57	87
	At	38	69	60	199	112
	F	38	23	14	–	17

Примечание: S – площадь зоны, км<sup>2</sup>; ΔН – диапазон высот от нижней границы до верхней, м.

20–100 м. Вертикальная протяженность колеблется от 0 до 40 м. Тем не менее, площадь, занятая ею, составляет 0,90 км<sup>2</sup> или 9% от общей площади областей питания ледников Актру и на 63% представлена на двух плосковершинных ледниках – Водопадный и Кар Малого Актру (рис. 7). В силу своих морфологических особенностей, а также доступности для основных ветров, которые в данном месте достигают штормовой силы, существуют условия для массового сноса снега, а довольно низкие температуры воздуха способствуют значительному выхолаживанию верхних горизонтов ледниковой толщи – благодаря чему создается положительный баланс вещества. В течении периода таяния на участках, где снеготопы не превышают 30–50 см и велики запасы холода, происходит их усвоение в виде слоя инфильтрационного льда толщиной 20–35 см, а там где их более 100–150 см – часть талых вод, не уместившись в порах нестареющего остатка, стекает за пределы зоны. Другая часть замерзает и образует линзы конгломерационного льда, наложенного поверх инфильтрационного льда. Наложенный лед хорошо отличается от ледникового блестящей поверхностью, сероватым цветом, слоистостью, пузырчатостью; определяется как по разности отчетов в конце каждого периода абляции, так и в шурфах. Льдообразование здесь завершается в течении одного года.

Зона абляции занимает в среднем 5,79 км<sup>2</sup> или 37% суммарной площади ледников бассейна. Вертикальная протяженность зоны составляет от 150 (Водопадный) до 1000 м (Малый Актру). Льдообразование здесь носит временный характер: в летний период после станования снежного покрова вначале обнажается наложенный лед, мощностью 5–15 см, который быстро стает по мере поднятия сезонной снеговой линии. Высокие значения летних температур воздуха и солнечной радиации обеспечивают интенсивное таяние, которое в несколько раз превышает объем аккумуляции и на нижних пределах составляет 350–600 г/см<sup>2</sup>.

Таким образом, рассмотренная схема зональности процессов льдообразования на ледниках Актру представлена типичным «континентальным» (по А.Н. Кренке [10]) набором зон льдообразования, обусловленным суровыми климатическими условиями и низкими температурами льда.

#### Зависимость типов льдообразования от климатических изменений

Основными климатическими факторами, определяющими тип питания, служат аккумуляция и таяние, которые являются следствием увлажнения и теплового баланса гляциальной зоны. Изменение этих параметров могут быть связаны как с движением ледника,

так и, в большей мере, с нестационарностью климата во времени [12], а это, в свою очередь, существенно отражается на характере процессов льдообразования и приводит к заметному смещению их границ.

Выше было установлено, что роль талых вод в образовании льда является ведущей, и поэтому основной тип льдообразования – инфильтрационный, с которым связаны наибольшие изменения структуры фирновой толщи. Стратиграфические колонки опорного шурфа № 3 (рис. 4) демонстрируют существенную перестройку строения толщи. Наличие все более утолщающихся ледяных прослоек, соответствующих границам слоев 1078–1982 гг., свидетельствуют о прогрессирующем процессе преобразования фирново-ледяного типа питания в ледяной. В этот промежуток времени (1978–1982 гг.) равновесие между приходом инфильтрации и нестационарным остатком снега, свойственное фирново-ледяной зоне, было нарушено. Количество инфильтрационного льда значительно превышало объем пор (PS) в снежном остатке (S). Масса фирна с каждым годом сокращалась, а ледяные прослойки, маркирующие годовые горизонты, утолщались за счет намораживания подпруженной воды в порах фирна. Из средней аккумуляции за эти годы в районе шурфа, равной  $90 \text{ г/см}^2$ , чистый приход (сумма внутреннего питания и снежного остатка) составил  $50 \text{ г/см}^2$ , из них  $30 \text{ г/см}^2$  пошли на образование льда, а  $20 \text{ г/см}^2$  являются нестационарным снежным остатком. Таким образом, условие существования фирново-ледяной зоны (по А.Н. Кренке [9]) не выполняется. По отношению между количеством пор среднегодового остатка, способного вместить только  $PS = 1,3 \times 20 = 26 \text{ г/см}^2$ , и инфильтрационной аккумуляцией, равной  $30 \text{ г/см}^2$ , можно заключить, что район шурфа № 3 по условиям существования в 1978–1982 гг. относится к зоне ледяного питания. После завершения периода абляции 1982 г. водозапас всех слоев фирна в разрезе составил около  $250 \text{ г/см}^2$ . При средней плотности фирна, равной  $0,64 \text{ г/см}^3$ , относительное инфильтрационное уплотнение равно  $0,35$ , поэтому, для заполнения всех пор фирна необходимо  $250 \times 0,35 = 90 \text{ г/см}^2$  льда. Если бы условия, характерные для периода 1978–1982 гг., сохранились и дальше, то четырех сезонов хватило бы для полного превращения толщи в лед. Однако, сплошные ледяные массы льда могут появиться и раньше, т.к. увеличение мощности ледяных прослоек ведет к тому, что глубинные фирновые слои окажутся погребенными и станут недоступными для влияния талых вод. При этом резко сократится приrost твердого вещества и увеличится поверхностный сток талых вод. Наступит такой момент, когда в течение одного сезона весь выпавший слой снега частично или полностью стает, образуя в первом случае, в основном, инфильтрационный, во-втором – инфильтрационно-конжеляционный лед.

Стратиграфический разрез шурфа № 2 (рис. 3) показывает практически полный сценарий замещения фирново-ледяной зоны питания на ледяную. Начиная

с 1978 г., чистый приrost вещества в районе шурфа состоял только из повторно замерзшей воды в порах фирна и в виде инфильтрационного льда в прослойках, разделяющих прежде почти 2,5-метровую фирновую толщу, сформированную в период соответствующих условий 1975–1977 гг. В процессе инфильтрации и замерзания уже в 1980 г. верхние годовые слои сгруппировались в один 80-сантиметровый слой инфильтрационно-конжеляционного льда. Вскрытие толщи в конце сезона абляции 1981 г. показывает полную изолированность незначительных прослоек режеляционного фирна на глубинах 80–115 и 170–190 см от поверхности. Фильтрация талых вод с использованием красителя обнаружена только до глубины 40 см. Количество нового льда в 1981 г. составило 12 см, в 1982 г. – 17 см. Таким образом, в районе шурфа № 2 практически за три года произошла почти полная смена фирново-ледяной зоны на ледяную. Для участков ледника с полным набором годовых слоев (шурфы № 3, 5, 6, рис. 3 и 4) этот процесс, видимо, займет 6–7 лет при соответствующих условиях.

Структурный разрез, представленный на рис. 3, отражает особенности межгодовой изменчивости условий льдообразования, характерных для холодной фирновой зоны. В данном случае морфология разреза показывает, что в период 1978–1982 гг. толща находилась в переходной фазе от холодного фирнового льдообразования к фирново-ледяному. В этом убеждает наличие толстых ледяных прослоек в средней части разреза, а также количественные соотношения между инфильтрационной аккумуляцией и объемом пор в снежном остатке, свойственные фирново-ледяной зоне. Более того, содержание льда в толще в конце периода абляции 1982 г. было, видимо, предельным, и дальнейшее сохранение подобных условий привело бы к окончательной смене типа льдообразования. Отапливание толщи посредством инфильтрации и замерзания воды вряд ли могло продолжаться, т.к. сравнительно большие уклоны в этой части ледника могли вызвать преждевременный сток талой воды по промежуточным водопорам, хотя в нижней части разреза сохранялся отрицательный температурный режим. Поэтому, в данном случае нижнюю часть холодной фирновой зоны следует выделить в особую переходную полосу, названную Г.Н. Голубевым [4] *субхолодной фирновой подзоной*. Основным условием ее существования является наличие участков области питания с значительными уклонами, где несмотря на большие мощности фирна, которые, в большинстве своем вызваны нестационарностью колонки фирна за счет ее движения, в такие периоды как 1978–1982 гг., может происходить сток талых вод по промежуточным водопорам.

Преобразование одной зоны в другую сопровождается изменением температурного режима деятельного слоя ледника [16]. Так, средняя температура в районе шурфа № 2 в конце периодов абляции 1980–1982 гг. составила:  $(-2,7; -3,2; -3,8)^\circ\text{C}$ , для шурфа № 3 за этот

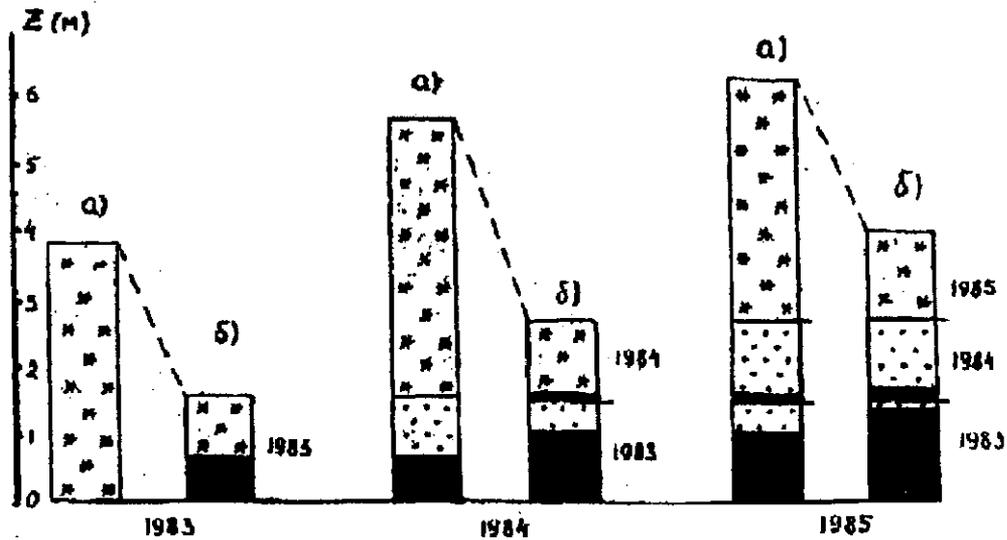


Рис. 8. Структурные разрезы (шурф № 1) в начале (а) и в конце (б) периодов таяния 1983–1985 гг. на леднике Малый Актру

же период  $(-1,2; -1,7; -2,0)^{\circ}\text{C}$  соответственно. Понижение температуры объясняется тем, что в толще увеличивается количество льда, а, как известно [21], лед, по сравнению с фирном, обладает значительно большей теплопроводностью и теплоемкостью, поэтому и выхолаживание такой толщи в зимний сезон происходит сильнее. Этому еще способствовало и малое снегонакопление в этот период (на 20–30% ниже нормы), от которого зависит степень предохранения ледника от выхолаживания. Летом в фирново-ледяной зоне, а, тем более, ледяной, отепление деятельного слоя выражено слабее, чем, например, в холодной фирновой зоне, т.к. уменьшается инфильтрационная аккумуляция и увеличивается сток. Поэтому в ледяной толще, подстилающей фирн, постоянно сохраняется холодный режим с отрицательными температурами.

Следовательно, в такие периоды как 1978–1982 гг., температура деятельного слоя в холодной фирновой зоне будет повышаться вследствие увеличения инфильтрационной аккумуляции и более глубокого проникновения талых вод, а в фирново-ледяной и ледяной – понижаться. Если направление климатических условий изменится на противоположное (увеличится аккумуляция и уменьшится таяние), то будет иметь место обратное изменение температурного режима.

Действительно, после пятилетнего периода проявления отрицательного баланса массы, в 1983 г. вновь наметилась тенденция к увеличению фирнового питания [15]. Последующие три года (1983–1985) характеризуются в годовом и зимнем периодах повышенным количеством осадков и положительными аномалиями температуры воздуха, которые составили  $+0,4$ ,  $+1,6$ ,  $+0,9^{\circ}\text{C}$  соответственно. Летом, при осадках, близких к норме, понижение температуры воздуха от средних многолетних значений составили  $(-1,5 + -2,5)^{\circ}\text{C}$ . Многочисленные летние снегопады слоем 5–20 см надолго покрывали ледники, тем самым уменьшая их таяние на

10–30%. Эти годы отличаются значительной аккумуляцией снега, превышающей норму на 20–30 г/см<sup>2</sup>. В результате, на площади ледника, где в предшествующий период интенсивно таял многолетний лед, начала образовываться фирновая толща. Основные особенности ее формирования представлены на рис. 8.

Как видим, в первый год после реализации холода 190-сантиметровой толщи снега талые воды достигли поверхности льда, температура которого равнялась  $-8,5^{\circ}\text{C}$ . На контакте снег-лед началась активная реализация запасов холода с интенсивным замерзанием талых вод, образовавших толщу льда в 32 см. В разрезе она имеет неравномернослоистое строение, объясняющееся неравномерным поступлением талых вод на контакт с предыдущим слоем. В 1984 и 1985 гг. в процессе летнего льдообразования сформировались слой льда, равные 20 и 14 см, а температура на контакте фирн-лед, перед началом таяния составила  $-7,8$  и  $-7,0^{\circ}\text{C}$  соответственно.

Таким образом, увеличение фирнового питания влечет за собой повышение температуры деятельного слоя в фирново-ледяной и понижение – в холодной фирновой зоне. Последнее подтверждается измерениями в шурфе № 4, где температура толщи по сравнению с 1982 г. понизилась на  $1,1^{\circ}\text{C}$ .

Вышеизложенное дает основание полагать, что в период 1978–1982 гг. наблюдалась явно выраженная тенденция к смене типов питания: с холодного фирнового на фирново-ледяной, фирново-ледяного – на ледяной, что, несомненно, отражает ухудшение условий существования ледников. В последующий период знак осадконакопления и снеготаяния изменился на противоположный и стало возможным накопление фирна. Причем, фирновое питание появляется сразу после возникновения необходимых условий, длительность существования которых будет влиять только на мощность фирна. Осредненные параметры существо-

вания той или иной зоны за каждый из представленных периодов показывают, что увеличение аккумуляции и уменьшение таяния на 15–20% по отношению к периоду 1978–1982 гг. приведет к тому, что условия фирнового питания окажутся в соответствии с их среднесуточным значением. Изменения тех же параметров на 20–30% вызовет на большей площади области аккумуляции ледника установление холодного типа питания. В целом за 9 лет чередование кратковременных условий, свойственных для различных зон льдообразования, сформировали многослойную фирновую толщу, отвечающую, очевидно, тем средним климатическим условиям, которые характерны для стадии современной деградации ледников Актру.

Таким образом, очевидная обусловленность процессов льдообразования климатическими условиями дает возможность определить их изменения за последующий период инструментальных наблюдений на

ледниках Актру (1986–1999 гг.). Тем более, что наблюдения в опорных шурфах продолжают по настоящее время. Наиболее благоприятный период для развития оледенения отмечается в период 1983–1990 гг., который характеризуется интенсивным фирновым питанием. Основным типом льдообразования был холодный инфильтрационный, остальные два типа имели кратковременный и переходный характер. В последующие годы (1991–1997) климатические условия были близки к среднесуточным и их короткопериодические колебания (порядка 2–3 лет) мняли лишь направление питания, с преобладанием – фирново-ледяного. В последние годы вновь наметилась тенденция к интенсивной деградации фирновых полей с переходом от фирново-ледяного типа питания к ледяному.

Работа выполнена при поддержке гранта Р98Сибирь (проект № 98-05-03167).

### Литература

1. Бажев А.Б. Особенности льдообразования и строения фирново-ледяной толщи в области питания Новоземельского ледникового покрова // Исследование ледников и ледниковых бассейнов. М.: Изд-во АН СССР, 1962. Вып. 2. С. 66–75.
2. Бажев А.Б. Инфильтрация воды в фирново-ледяную толщу (по наблюдениям на Эльбрусе) // МГИ. М., 1968. Вып. 14. С. 53–65.
3. Бажев А.Б. Роль внутреннего инфильтрационного питания в балансе массы ледников и методы его определения // МГИ. М., 1973. Вып. 21. С. 219–231.
4. Голубев Г.Н. Гидрология ледников. Л.: ГИМИЗ, 1976. 247 с.
5. Дюргеров М.Б., Урумбаев Н.А. Гляциологические исследования Памирского фирново-ледяного плато // МГИ. М., 1977. Вып. 31. С. 30–38.
6. Кислов Б.В. К вопросу определения внутреннего питания ледников теплого типа // Тр. САРНИГМИ. М., 1977. Вып.45(126). С. 62–72.
7. Копляков В.М. Снежный покров Земли и ледники. Л.: ГИМИЗ, 1968. 479 с.
8. Кренке А.Н. Ледниковый купол с фирновым питанием на земле Франца Иосифа // Исследование ледников и ледниковых бассейнов. М.: Изд-во АН СССР, 1961. Вып. 1. С. 70–84.
9. Кренке А.Н. Зоны льдообразования на ледниках // Геофизический бюллетень. М.: Наука, 1973. Вып. 25. С. 44–56.
10. Кренке А.Н. Массообмен в ледниковых системах на территории СССР. Л.: ГИМИЗ, 1982. 288 с.
11. Кренке А.Н., Бажев А.Б., Бажева В.Я. и др. Строение фирновой толщи Марухского ледника, льдообразование и миграция воды в ней // МГИ. М., 1970. Вып. 17. С. 277–288.
12. Кренке А.Н., Хованский Г.С. Расчет протяженности зон льдообразования на ледниках в нестационарных условиях // МГИ. М., 1974. Вып. 23. С. 25–34.
13. Ледник Абрамова (Алайский хребет) // В.Ф. Суслов, А.А. Акбаров, Ю.Н. Емельянов и др. Л.: ГИМИЗ, 1980. 206 с.
14. Ледники Туоюксу (Северный Тянь-Шань) // К.Г. Макаревич, Е.Н. Вилесов, Р.Г. Головкова и др. Л.: ГИМИЗ, 1984. 171 с.
15. Нарожный Ю.К. Баланс массы и сток ледников Актру в 1981–1984 гг. // Гляциология Сибири. Томск. Изд-во ТГУ, 1986. Вып. 3(18). С. 72–75.
16. Нарожный Ю.К. Температурный режим активной толщи ледников Актру // Гляциология Сибири. Томск. Изд-во ТГУ, 1993. Вып. 4(19). С. 140–150.
17. Никитин С.А., Веснин А.В., Осипов А.В., Игловская Н.В. Результаты радиофизических исследований ледников Северо-Чуйского хребта на Алтае // МГИ. М.: 1999. Вып. 87. С. 188–195.
18. Оледенение Заилийского Алатау // К.Г. Макаревич, Н.Н. Пальгов, Г.А. Токмагомбетов и др. М.: Наука, 1969. 288 с.
19. Ревякин В.С., Галахов В.П., Голешихин В.П. Горноледниковые бассейны Алтая. Томск. Изд-во ТГУ, 1979. 308 с.
20. Цыкин Е.Н. Приход вещества в фирновых зонах ледников (метод изучения с помощью термозондирования). М.: Изд-во АН СССР, 1962. Вып. 8. 95 с.
21. Шумский П.А. Основы структурного ледоведения. Петрография пресноводного льда как метод гляциологического исследования. М.: Изд-во АН СССР, 1955. 492 с.
22. Шумский П.А. К методике определения скорости питания ледников // Гляциологические исследования по МГТ. М.: Наука, 1963. Вып. 9. С. 183–191.