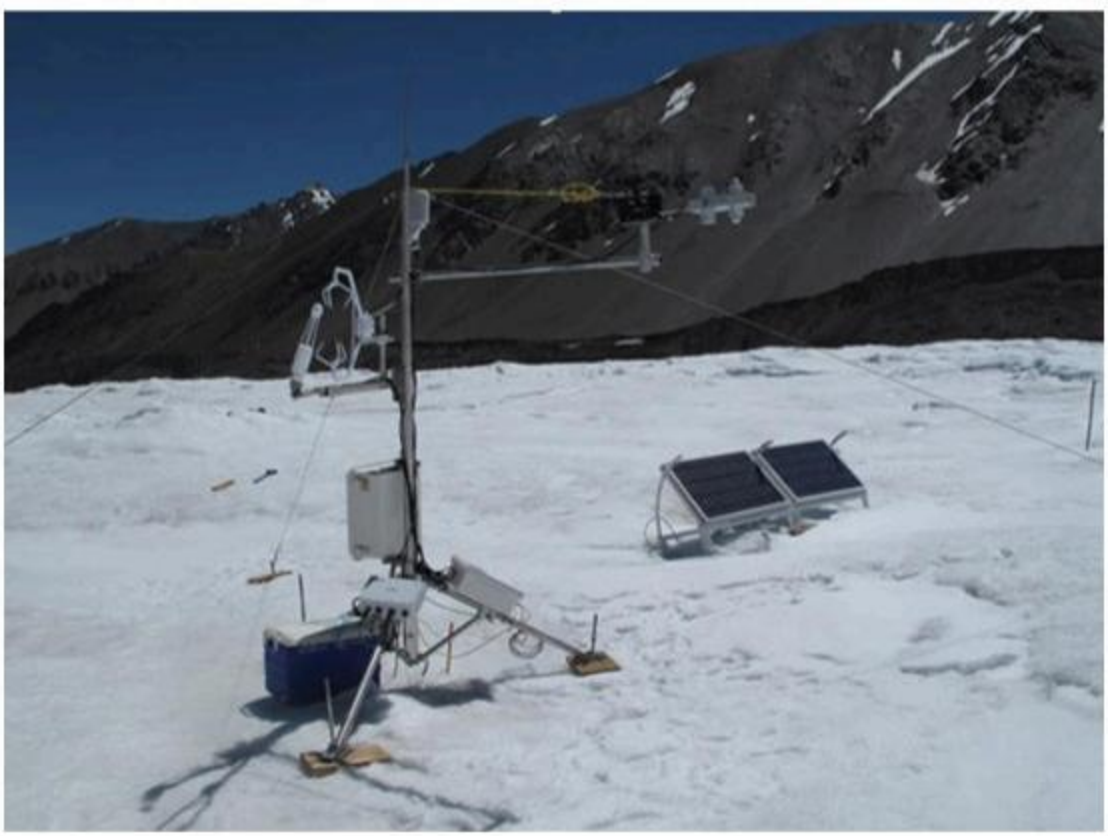
РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
ИНСТИТУТ ГЕОГРАФИИ

А.П. Волошина

МЕТЕОРОЛОГИЯ ГОРНЫХ ЛЕДНИКОВ



Москва 2002

SUMMARY

This work contains the analysis of results of meteorological researches, carried out on mountain glaciers (mainly in the limits of former USSR) in the fifties-eighties of the twentieth century on international projects. Some studies on this subject, made in other countries, have been also used.

In the introductory chapter short description of the main mountain-glaciated regions climate is given, in which combined glaciological and meteorological observations were carried out, namely, the West and Central Caucasus, the Polar Urals, the Northern and Internal Tien-Shan, Pamir-Alay, Altay, Suntar-Hayata range (the southern Yakutiya) and Kamchatka.

In the first chapter the records of net radiation components are analyzed, also the problem, concerning to summer snowfalls influence, and data on penetration of solar radiation into snow and ice. New methods of radiation balance components estimation are considered: the remote determination of glacier great parts albedo from the plane or helicopter and photos from height point of range; computation of net radiation components for entire glacier surface.

In the second chapter frequently used methods are discussed, which were applied through indicated period for turbulent exchange parameters estimation; vertical distribution of main meteorological parameters in the air layer just above the glacier surface is analyzed (specifically, the phenomenon of "thermocline"), which is important, when one chooses the level close to the surface to estimate the turbulent exchange parameters.

On the basis of some studies, in which generalized relationship of the heat melting equivalent and air temperature, short-wave radiation balance (or melting change with elevation) are analyzed, the author concludes, that the computation methods, used up till now (and worked out for plains), are not suitable practically for turbulent exchange parameters estimation on mountain glaciers, especially in conditions of strong inversion, when the air temperature is higher, than 10 °C. Unique works were fulfilled on the Polar Urals glaciers, where the turbulent component ($P+LE$, where E is condensation) has been received as difference of the heat melting equivalent and net radiation for entire glacier surface. It has been established, that real values of ($P+LE$) are by one order of magnitude more compared with estimated, and it makes up in the average 50% of all heat expenses on melting. In the glacier limits parameter ($P+LE$) alters from 20 to 80%, i.e., its variability on one glacier has the rank of geographical variability.

In the third chapter glaciers meso- and microclimate is considered in different aspects. It is emphasized, that it is formed mainly under the influence vertical profiles of meteorological parameters and, consequently, the turbulent exchange rate, also — vertical temperature gradients in glacier limits and "temperature jump". Two alternative methods of "temperature jump" estimation exist, namely, using this parameter relationship with glacier size (width or area) or with air temperature. The latter form of relationship is local; "temperature jump" increases, if air temperature raises. In majority of studied regions it makes up 1 – 2 °C.

In the fourth chapter the different relationships of glaciological and meteorological parameters are considered, used for ablation estimation or for establishment causes of its fluctuations. Classification of these relations is suggested: one-factor (most often — with air temperature), two-factors and multi-factors. The connections with the weather types and synoptic processes hold the separate place. Besides the results, obtained within the former USSR territory, in this chapter the results on this problem analysis are considered, which were received on Devon island in Canadian Arctic archipelago, on the West Canada glaciers, and also in Alps and Scandinavia.

It is the author's opinion, that the main problems of future studies of mountain glaciers meteorology consist in the working out of new methods of turbulent exchange computation, suitable for strong temperature inversion conditions and sloping glacier surface. To solve this problem continuous records of main meteorological parameters in several points of glacier and at several levels above its surface (in the layer not less, than 4 – 5 m) are necessary. Thus the problem on objective laws of variability in space, time and in vertical profile of the main parameters, determine heat and water vapour turbulent exchange on such complicated natural objects, as mountain glaciers, can be solved. When choosing the field studies region, two terms are necessary to solve this problem: high day-time air temperature (not lower, than 10 °C) and condensation as prevailing type of water vapour exchange, so that turbulent component ($P+LE$) should be sufficiently high and have the same order of magnitude as net radiation.

СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие

Вводная глава. Некоторые особенности климата и метеорологического режима ледниковых районов на территории бывшего СССР

Глава 1. Радиационный баланс

1.1. Поступление коротковолновой радиации на поверхность ледника
1.2. Альбедо. Роль летних снегопадов
1.3. Проникновение солнечной радиации в снег и лед
1.4. Поглощенная солнечная радиация. Эффективное излучение. Структура радиационного баланса
1.5. Расчет компонентов радиационного баланса для всей поверхности ледника
Резюме

Глава 2. Турбулентный тепло- и влагообмен. Структура теплового баланса

2.1. Методы измерения и расчета параметров турбулентного тепло- и влагообмена
2.2. Вертикальные профили основных метеорологических элементов в приледниковом слое воздуха
2.3. Турбулентный тепло- и влагообмен. Структура теплового баланса
Резюме

Глава 3. Мезо- и микроклимат ледника

3.1. Местная циркуляция. Фёны
3.2. Изменение метеорологических элементов в пределах ледника и приледниковой зоны
3.3. Различия в температуре воздуха над ледников и неледниковой поверхностью (“температурный скачок”)
Резюме

Глава 4. Использование метеорологической информации для анализа и расчета гляциологических показателей

4.1. Одно- и двухпараметрические связи
4.2. Многофакторные связи
4.3. Типы погоды и синоптические процессы
Резюме

Заключение

Литература

CONTENTS

Preface

Introductory chapter. Some peculiarities of climate and meteorological regime of the glaciated regions at former USSR territory

Chapter 1. Radiation balance

1.1. Income of short-wave radiation on glacier surface
1.2. Albedo. Influence of summer snowfalls
1.3. Penetration of solar radiation into snow and ice
1.4. Absorbed solar radiation. Long-wave net radiation. Structure of radiation balance
1.5. Computation of the components of radiation balance on entire glacier surface
Summary

Chapter 2. Turbulent heat and water vapour exchange. Structure of the heat balance

2.1. Methods of measurement and estimation of turbulent heat and water vapour exchange parameters
2.2. Vertical profiles of main meteorological parameters in glacier-surface air layer
2.3. Turbulent heat and water vapour exchange. Structure of the heat balance
Summary

Chapter 3. Meso- and microclimate of glacier

3.1. Local circulation. Foehns
3.2. Changes of meteorological parameters in the limits of glacier and near-glacier area
3.3. Differences of air temperature above glacier and non-glaciated surface (“temperature jump”)
Summary

Chapter 4. Employment of meteorological information for analysis and computation of glaciological parameters

4.1. One-factor and two-factor connections
4.2. Multi-factors connections
4.3. Weather types and synoptic processes
Summary

References

Предисловие

Развитие гляциометеорологии в XX столетии можно условно разделить на два больших этапа. С середины 30-х годов благодаря работам скандинавской (Х. Свердруп, К. Валлен, С. Орвиг) и позднее альпийской (Х. Хойнкес, Н. Унтерштайнер) школы гляциологов, а также исследованиям П.П. Кузьмина на ледниках Средней Азии был сделан "прорыв" в понимании физической сути тепловых процессов на поверхности ледника и в приледниковом слое воздуха — в первом приближении оценена роль солнечной радиации и турбулентного тепловлагообмена в абляции ледников разных широт. До этого времени в течение многих лет гляциологи оперировали лишь с понятными и легко доступными метеорологическими параметрами — температурой воздуха и осадками, пытаясь решить таким образом насущную проблему взаимосвязей оледенения и климата.

Со второй половины 50-х и до конца 80-х годов длился второй этап, характеризовавшийся проведением обширных по территории и углубленных по детальности программ гляциометеорологических и гляциогидрологических исследований, являвшихся частью международных проектов, а именно: Международного геофизического года (МГГ, 1957 – 1958), Международного гидрологического десятилетия (МГД, 1965 – 1974) и Международной гидрологической программы, продолжившей работы МГД. Во многих горно-ледниковых районах СССР эти исследования велись и в промежутке между МГГ и МГД, а их окончание в 80-х годов можно считать вынужденным из-за прекращения финансирования этих работ.

За 30-летний период был накоплен большой массив гляциологических и гляциометеорологических данных, в результате их анализа и обобщения по отдельным регионам написаны монографии (по МГГ и МГД), включавшие разные аспекты исследований, в том числе метеорологические. Существенным (но объективным) недостатком полученных за этот период материалов служит небольшая продолжительность наблюдений (часто охватывавших не весь период абляции), не полностью унифицированная методика измерений, а также использование самых разнообразных методов расчета отдельных параметров турбулентного обмена. Таким образом, для климатических оценок этих данных явно недостаточно; образно говоря, они представляют собой как бы пунктирную линию и во временном, и в пространственном масштабе. Исключение составляют круглогодичные стационары в арктических районах — на Земле Франца-Иосифа и Новой Земле (МГГ), а также в горно-ледниковых бассейнах Абрамова, Марух, Туюксу (МГД).

Тем не менее, несмотря на ограниченную сопоставимость полученных результатов, на их основе были сделаны немаловажные заключения об энергообмене и микроклиматических особенностях отдельных ледников, а также некоторые обобщения, основанные на большом массиве данных, включавших как арктические районы, так и горное оледенение (Кренке, 1971, 1982). Результаты инструментальных наблюдений использовались для чисто научных и прикладных целей — установления локальных и региональных связей метеорологических и гляциологических параметров и разработки математических моделей, в частности, для расчета таяния и стока горных рек (Коновалов, 1979, 1983).

Поскольку период обширных экспедиционных работ на горных ледниках практически завершен (и на следующем этапе определенное развитие получило математическое моделирование, основанное на использовании уже накопленных метеорологических данных), представляется целесообразным по прошествии ряда лет ("большое видится на расстоянии") подвести некоторые итоги этих работ и выделить наиболее интересные и важные из них, особенно в методическом плане. Повторяя слова У. Патерсона (из его предисловия к первому изданию книги "Физика ледников") мы решили сделать "скромную попытку заполнить этот пробел".

Основные задачи настоящей работы: а) обобщение разрозненных короткопериодических данных; б) обзор методических работ, которые имеют самостоятельную ценность и вряд ли будут повторены в обозримом будущем. Для понимания характера некоторых метеорологических процессов приводятся основные заключения из ряда работ, посвященных изучению микроклиматических условий на ледниках, физике приледникового слоя воздуха, местной циркуляции воздушных масс. Автор считает важным также сделать обзор основных направлений в приложении метеорологических знаний к практическим нуждам гляциологии (математические модели не рассматриваются, что ограничено уровнем компетентности автора в данном вопросе).

Некоторые комментарии к названию работы — "Метеорология горных ледников". Во-первых, в книге анализируются метеорологические процессы, происходящие в небольших временны́х интервалах (а); для климатических обобщений на ледниках пока нет соответствующих многолетних рядов наблюдений, а приведение короткопериодических данных к длинным рядам нецелесообразно из-за значительной пространственной и временно́й изменчивости метеорологических параметров в условиях горной местности (б). Во-вторых, горное, покровное и сетчатое типы оледенения имеют ряд существенных отличий, определяющих разный характер метеорологических процессов на поверхности ледников и в поверхностном слое воздуха, влияющих на интенсивность энергообмена. Отметим наиболее существенные различия, проявляющиеся в летний период (табл. 1).

В некоторых случаях автор отступает от ограничений (горное оледенение) и использует данные наблюдений в арктических районах (Северная Земля, о. Девон в Канадском Арктическом архипелаге) и даже в Антарктиде, когда это связано с необходимостью освещения уникальных методических работ.

Надо отметить, что помимо отечественных в книге анализируются также некоторые зарубежные исследования, поскольку: а) в первую очередь нам важны методические работы и нестандартные результаты наблюдений; б) некоторая неопределенность и ограниченная сопоставимость имеющихся данных (их причины будут рассмотрены в соответствующих главах) вынуждает автора использовать лишь те результаты, которые можно сравнивать хотя бы по одному-двум определяющим признакам (факторам); в) диапазон географических условий, в которых существует современное горное оледенение на территории бывшего СССР, настолько велик, что они (географические условия) почти полностью охватывают все разнообразие климата, метеорологического режима и энергообмена горных ледников земного шара (может быть, кроме Гималаев или Северной Патагонии).

Поскольку наиболее интенсивные процессы внешнего массоэнергообмена ледников происходят в теплый период года, характеристики радиационного и теплового баланса, а также микро- и мезоклимат горных ледников рассматриваются именно за этот сезон. Исключение составляют испарение-конденса-

Таблица 1

Отличия метеорологических процессов в районах горного и покровного оледенения
Differences of meteorological processes in mountain and ice sheet glaciation regions

Горные ледники	Покровное оледенение
1. Температура воздуха колеблется в большом диапазоне и в нижней и в верхней частях ледника.	Температуры воздуха чаще всего очень низкие, близкие к 0°С, либо отрицательные.
2. Температурные инверсии в основном адвективного происхождения и они очень глубокие при высоких температурах воздуха.	Инверсии чаще всего радиационные (результат ночного выхолаживания).
3. Горное обрамление (исключая фирновые зоны крупных ледников) частично ограничивает приход солнечной радиации.	Горное обрамление отсутствует.
4. В умеренных и субтропических широтах значительная высота Солнца определяет поступление больших дневных сумм радиации при ясном небе и конвективной облачности.	Приток солнечной радиации невелик из-за низкого положения Солнца и преобладания сплошной облачности.
5. Наклонная поверхность ледников и горного обрамления создает условия для катабатических ветров. Хорошо развита горно-долинная циркуляция. С долинным потоком на ледник поступает теплый воздух.	Поверхность горизонтальная либо слабо наклонена. Местная циркуляция представлена лишь ледниковым ветром.
6. Большие контрасты составляющих теплового баланса для областей аккумуляции и абляции, обусловленные различиями в альбедо (большая загрязненность языка) и температурах воздуха.	Контрасты метеоэлементов и компонентов теплового баланса в фирновой зоне и на льду гораздо меньше, чем на горных ледниках.
7. Значительная интенсивность радиационного и турбулентного обмена (причины - см. пп. 1-6).	Интенсивность радиационного и турбулентного обмена выражается малыми величинами.
8. На большинстве ледников преобладает доля радиационного тепла в общем его притоке.	Радиационное и турбулентное тепло имеет одинаковый порядок величин, возможно преобладание турбулентного обмена в общем балансе тепла.
9. Теплопоток в верхнем слое ледника большую часть летнего периода слабый или отсутствует.	Теплопоток в глубь ледника за летний сезон соизмерим с затратами тепла на таяние.
10. На исследованных ледниках при устойчивой погоде чаще всего наблюдается испарение, особенно в областях аккумуляции.	Преобладающий процесс влагообмена - конденсация.

ция, немногие метеорологические процессы, наблюдающиеся в течение всего года. Им уделено определенное внимание при анализе влагообмена ледников.

Остановимся на содержании отдельных разделов. Во вводной главе автор характеризует в общих чертах метеорологические и климатические условия, формирующие массоэнергообмен ледников в отдельных горно-ледниковых районах территории бывшего СССР, в основном на качественном уровне, опираясь лишь на материалы, приведенные в литературе, и не претендуя на основательные исследования климата этих регионов и взаимодействия его с оледенением. Заметим, что при подборе соответствующих источников мы еще раз убедились в том, насколько слабо изучен климат высокогорных районов, особенно таких сложных ледниковых систем, как Кавказ и Памир, или мало исследованных, как Камчатка и Сунтар-Хаята. Основные сложности при анализе климата горных регионов заключаются, по нашему мнению, не только в отсутствии длинных рядов наблюдений, но и в ограниченной возможности географической интерполяции метеорологических параметров из-за разнообразия типов рельефа, подстилающей поверхности и мезоклимата.

Комментируя содержание основных глав, заметим, что первая глава наиболее информативна, поскольку компоненты радиационного баланса определяются инструментальным путем, ошибки его измерения минимальны, и результаты наблюдений на отдельных ледниках сопоставимы даже за короткие интервалы наблюдений, а изменчивость во времени и в пространстве (в пределах одной зоны ледника) невелика.

Вторая глава в основном имеет методический "уклон", в ней автор пытается, в частности, показать, что методы расчетов параметров турбулентного обмена на горных ледниках на данном этапе развития науки, как правило, нуждаются в дальнейшем совершенствовании. Особое внимание в этой главе уделено работам, которые дали возможность получить косвенным путем более или менее достоверные сведения о совокупной роли турбулентного тепла в его общем приходе, а также оценить вклад этого компонента в тепловые ресурсы таяния для всей поверхности ледника.

В третьей главе освещается ряд проблем, связанных с микро- и мезоклиматом ледника: а) учет роли местной циркуляции воздуха при определении вертикальных градиентов температуры между пунктами наблюдений на леднике и ближайшей метеостанции; б) изменение вертикальных температурных градиентов по продольной оси ледника; в) значительное понижение температуры при переходе с обнаженной поверхности на ледник ("температурный скачок"); г) основные параметры, характеризующие местную циркуляцию воздуха над ледниками и ее влияние на турбулентный тепло- и влагообмен.

Четвертая глава, в которой систематизируются основные виды связей между метеорологическими и гляциологическими показателями, имеет в основном методическое значение, поскольку в ней оцениваются возможности применения того или иного способа расчета гляциологических параметров по метеорологическим данным.

В заключении излагаются наиболее важные результаты гляциометеорологических исследований, выполненных за рассматриваемый 30-летний период в основном в пределах бывшего СССР, а также формулируются некоторые методические проблемы и возможные пути их решения.

Пространные резюме в конце каждой главы представляют собой их краткое содержание (а также и некоторые выводы), давая возможность быстрого ознакомления с работой, а английский вариант — то же для зарубежных читателей.

Поскольку в отдельных работах по радиационному и тепловому балансу ледников энергетические характеристики даются в разных единицах, здесь в большинстве случаев они приводятся и в кал/см^2, и в МДж/м^2 (или кВт/м^2, если это интенсивность потока).

Напомним, что 1 кал/(см^2·мин) равна 0,698 кВт/м^2, 1 кал/см^2 равна 0,0419 МДж/м^2, 1 МДж/м^2 равен 23,88 кал/см^2.

Вводная глава

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ КЛИМАТА И МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОГО РЕЖИМА ГОРНО-ЛЕДНИКОВЫХ РАЙОНОВ СССР

Читателю предлагается краткая, обобщенная характеристика метеорологических и климатических условий, в которых происходит внешний массоэнергообмен ледников с окружающей средой тех горно-ледниковых областей, где проводились достаточно длительные наблюдения по международным проектам в рассматриваемый 30-летний период. В какой-то степени это описание может служить дополнением к фактическому материалу, который будет представлен в главах 1 – 3, и использоваться для лучшего понимания основных метеорологических процессов, происходящих на ледниках. В этом аспекте весьма актуальны сведения о метеорологическом режиме, накопленные в периоды комплексных исследований на горных ледниках за один — два, реже несколько летних сезонов, а также данные временных метеостанций, располагавшихся вблизи ледников.

Большое внимание в этом разделе уделено циркуляционным факторам климата, в значительной мере определяющим общие метеорологические условия и, в частности, увлажнение исследуемых районов.

Западный и Центральный Кавказ

Наиболее важное значение для формирования климата этого региона имеет субширотное положение основных хребтов Большого Кавказа на границе умеренного и субтропического поясов (43° с.ш.), в зоне влияния средиземноморских и атлантических циклонов. Первые из них определяют выпадение обильных осадков на южных макросклонах Западного и Центрального Кавказа, а также на северных склонах Западного Кавказа, особенно в весенний период. Влияние атлантических циклонов, проходящих по европейской территории страны на 50-х широтах в летние месяцы, заключается в распространении холодного воздуха в их тыловых частях до Кавказа, обтекании высоких хребтов с запада и востока и образовании над горами фронтов окклюзии, когда происходит сближение воздушных масс с севера (более холодных) и юга (прогретых), а также формирование над высокогорными районами новых малоподвижных холодных фронтов, сопровождающихся ливневыми или обложными осадками (в фирновых зонах — снегопадами), туманами, сплошной облачностью.

Максимум осадков на северных склонах Западного и Центрального Кавказа приходится чаще всего на март — июнь, на южных склонах он, по-видимому, смещен на зиму и раннюю весну. Существует проблема определения достоверного количества осадков в высокогорных районах, поскольку все постоянно действующие станции расположены на небольших высотах, а вертикальный градиент осадков в разных регионах весьма различен. Кроме того, сильные ветры затрудняют измерение твердых осадков в холодный сезон.

Наиболее достоверные, по нашему мнению, данные об осадках были получены на временной метеостанции у конца ледника Марух (2500 м) на Западном Кавказе за 7 лет (1967/68 – 1973/74) — их годовое количество равно в среднем 2500 мм, максимальные месячные суммы зафиксированы в марте — июне — до 300 мм за месяц. Вертикальный градиент осадков в интервале высот 1500 – 2500 м составляет около 100 мм на 100 м в холодный сезон (октябрь — май) и 60 мм на 100 м высоты в теплый (Ледник Марух, 1988). Вероятность выпадения жидких осадков, по наблюдениям на леднике Марух, достигает в теплый период года 40 – 60% в области абляции и 20 – 30% в фирновой зоне. Таким образом, в этом районе, несмотря на относительно низкое положение ледников и границы питания – 2800 м против 3100 м в среднем для северного склона Западного Кавказа (Панов, 1993), роль летних снегопадов существенна для всей поверхности ледника. На южном склоне Эльбруса в фирновой зоне (3750 м) летние осадки выпадают практически в твердом виде в течение всего периода абляции. В области абляции ледника Джанкуат в Приэльбрусье (2700 – 3000 м) в период наблюдений по программе МГД значительные летние снегопады отмечались 3 – 4 раза ежегодно (Ледник Джанкуат, 1978).

Температурный режим приледникового слоя воздуха на Западном Кавказе более благоприятен для сохранения оледенения, чем на Центральном. Так, на леднике Марух средние летние температуры воздуха составляют 2 – 4,5 °С в фирновой зоне (2900 м) и 5 – 7 °С в области абляции (2600 м). В то же время на леднике Джанкуат (2950 м, лед) средняя температура в летние месяцы была в пределах 4 – 8 °С. Отсюда нетрудно сделать вывод о том, что приток тепла из воздуха в результате турбулентного обмена на большинстве ледников Западного и Центрального Кавказа невелик. Исключение могут составлять очень низкие ледники, например, Алибек (район Домбая), спускающийся до абсолютной высоты 2100 м, где температура воздуха в июле — августе поднимается до 10 – 13 °С.

Радиационный баланс поверхности ледников Кавказа в целом (кроме альбедо) определяется значительной облачностью, составляющей летом в высокогорных районах в среднем 5 – 6 баллов. Этот факт оказывает существенное влияние на соотношение прямой и рассеянной радиации и снижает общий приток радиационного тепла по сравнению с его поступлением в ясные дни, число которых, как

правило, составляет не более 3 – 5 дней в месяц. Максимальные суточные значения радиационного баланса в областях абляции некоторых ледников Эльбруса равнялись 300 – 400 кал/см^2 (12,6 – 16,8 МДж/м^2), в фирновых зонах на Эльбрусе и леднике Марух — от 200 до 280 кал/см^2 (8,4 – 11,7 МДж/м^2).

Характер влагообмена в исследуемом регионе меняется с запада на восток. Так, на леднике Марух при устойчивой погоде испарение и конденсация примерно равновелики, лишь в сумме конденсация незначительно преобладает над испарением; на леднике Джанкуат испарение преобладает практически в течение всего лета. На южном склоне Эльбруса существенное испарение отмечено лишь в фирновой зоне, что вызвано сильными ветрами свободной атмосферы, особенно в ночное время суток. На долинных ледниках южного и северного склонов зафиксирована слабая конденсация.

Полярный Урал

Своеобразное оледенение Полярного Урала (67° с.ш.) обусловлено в большей степени рельефом, чем климатом — основная часть ледников принадлежит к классу каровых либо карово-долинных, и расположены они на склонах восточной и северо-восточной ориентации, в интервале высот 400 – 1100 м над ур. моря (Оледенение Урала, 1966). Накопление снега на ледниках есть следствие его перераспределения с более высоких и крутых частей хребтов в каровые углубления.

Барико-циркуляционная обстановка при выпадении обильных осадков в холодный период года характеризуется прохождением теплых секторов глубоких ("молодых") циклонов северо-атлантической ветви арктического фронта, сопровождающихся активным метелевым переносом. Вероятность антициклонального характера погоды в этот сезон невелика.

Летом интенсивность циклонической деятельности заметно ниже, но ее влияние сохраняется и проявляется в многократно повторяющихся вторжениях холодного воздуха за вторичными холодными фронтами в малоподвижных окклюдированных циклонах, сопровождающихся затяжными осадками. Большое влияние на формирование температурного режима и интенсивность абляции ледников в теплый период оказывают обширные антициклоны, причем величина положительной аномалии температуры воздуха в большой мере зависит от направления переноса воздуха в барической системе. Если Полярный Урал оказывается на южной или юго-западной периферии антициклона, температура воздуха значительно повышается, а радиационный баланс характеризуется максимальными величинами при ясном или малооблачном небе. Восточной периферии антициклона соответствуют отрицательные аномалии температуры. Подобные контрасты в сходных синоптических ситуациях характерны для северных районов нашей страны, граничащих с Арктикой, т.е. находящихся в зоне попеременного влияния холодного морского и теплого континентального воздуха.

Годовое количество осадков, по данным метеостанции Большая Хадата (расположенной в нескольких километрах от ледников ИГАН и Обручева, на абсолютной высоте 230 м), составляло в среднем за 1968 – 1979 гг. около 800 мм, но достоверны лишь величины осадков за теплый период, так как зимой господствуют сильные ветры, обусловливающие метелевый перенос и "непопадание" осадков в приемный сосуд осадкомера. Количество осадков в мае — сентябре составляло около 50 – 100 мм за месяц, но в некоторые годы зафиксированы месячные суммы до 200 – 250 мм. На ледниках в июле — августе осадки выпадают в жидком виде, способствуя образованию снежных "болот" и смыву снега на крутых склонах ледников.

Температура воздуха на ледниках в летние месяцы колеблется в широких пределах, что объясняется условиями атмосферной циркуляции, Так, на леднике Обручева в июле — августе 1974 – 1977 гг. средняя за день температура в центре фирновой зоны (550 м над ур. моря) менялась от 2 до 16 °С, составляя в среднем за месяц 6 – 8°, в июне она, по-видимому, близка к 0 °С (на метеостанции 1,5 – 2,5 °С).

Район Полярного Урала характеризуется преобладанием облачной и пасмурной погоды в течение всего года, что способствует значительному сокращению поступления прямой солнечной радиации. В период наших наблюдений на леднике Обручева лишь в 1977 г. средняя облачность не превышала 3 – 4 баллов, в остальные годы (1974 – 1976) она достигала 6 – 7 баллов. Другой фактор, влияющий на уменьшение доли радиационной составляющей в общем приходе тепла — это большая закрытость горизонта во вмещающих карах. Особенно это заметно на леднике Обручева, где фактический заход Солнца за хребет в середине июля происходит около 12 час. дня.Благодаря этим обстоятельствам, а также вследствие значительной повторяемости высоких (выше 10 °С) дневных температур воздуха структура теплового баланса на ледниках Полярного Урала иная, чем в других ледниковых районах, рассматриваемых в этом разделе, а именно — в среднем около 50% тепла приходной части теплового баланса составляет турбулентный компонент. Особенно важна роль конденсации, которая доминирует в процессе влагообмена ледников исследуемого региона.

Северный Тянь-Шань

Широтное (43° с.ш.) и внутриконтинентальное положение этого района определяет большое влияние атлантических и арктических масс воздуха, а также циклонов иранской ветви полярного фронта на формирование весеннего максимума осадков. Эти циклоны зарождаются в южном Прикаспии и Афганистане, перемещаются весной с юго-запада на северо-восток вдоль мощной горной преграды, образуемой Памиро-Алтаем, Тянь-Шанем, Джунгарским Алатау и далее Алтаем, что способствует орографиче-

скому обострению фронтов. Благодаря вовлечению тропических, арктических масс и воздуха умеренных широт контрасты температуры усиливают циклоническую деятельность — в этот период происходит сближение арктического и полярного фронтов. Весенний максимум осадков с юго-запада (Памир) на северо-восток (Северный Тянь-Шань) сдвигается на более поздние сроки (с марта на май — июнь). Роль атлантических циклонов проявляется в основном в летние месяцы, по мере смещения арктического фронта в средние широты. Влияние азиатского антициклона наиболее велико в холодный сезон, и оно прослеживается в зимнем минимуме осадков.

Наиболее изучен район Заилийского Алатау и, в частности, бассейн ледника Туюксу, где комплексные гляциологические работы ведутся с начала МГГ и в сокращенном виде до настоящего времени (август 2000 г.). Поскольку 80% оледенения Заилийского Алатау находится на северном склоне хребта (в основном в интервале высот 3300 – 4600 м), влияние атлантических циклонов на накопление осадков в мае и в летние месяцы имеет решающее значение. В то же время существование на юго-восточном склоне хребта самого крупного ледника Корженевского свидетельствует о немаловажной роли иранских циклонов в питании ледников этого региона. Конечно, здесь надо учитывать и эффект сдвига максимума осадков на подветренные склоны вследствие изгиба линий тока у самых вершин хребтов.

По многолетним данным метеостанции Туюксу-1 (3450 м), расположенной на морене вблизи конца ледника Туюксу, рост осадков начинается в марте, в среднем они достигают наибольшей величины в июне (190 мм), но в отдельные годы максимум может быть зафиксирован в любой из месяцев с марта по июнь (Ледники Туюксу, 1984). По нашим расчетам, в июле и августе осадки имеют в основном не конвективное (как принято считать), а фронтальное происхождение, сопровождаются холодными вторжениями и часто выпадают в виде снега не только на леднике, но и на склонах гор и морене ниже ледника. Месячные суммы осадков в июле — августе составляют в среднем 100 – 130 мм. Среднее количество атмосферных осадков за год равно 1100 мм. Вертикальный градиент осадков меняется с высотой: по наблюдениям с помощью суммарных осадкомеров в долине р. Малой Алматинки в зоне 500 – 2500 м осадки возрастают вдвое (от 500 до 1000 мм за год); выше увеличение несущественно (примерно на 50 – 100 мм в высотном интервале 2500 – 3500 м) и оно прекращается на уровне около 3500 м.

Температура воздуха на леднике Туюксу характеризуется в основном низкими значениями: на морене у конца ледника ее средние величины 2,5 °С в июне и 6 °С в июле, в фирновой зоне 2 – 2,5 °С. Низкий температурный фон определяется как открытостью ледника для холодных воздушных масс, поступающих с севера, так и местными особенностями рельефа и мезоклимата: древняя морена ниже конца ледника круто (на несколько сот метров) обрывается в основную долину, что служит преградой на пути теплых долинных ветров, поэтому на всей поверхности ледника господствует ледниковый ветер.

Интересно сопоставить некоторые характеристики температурного режима на ледниках Туюксу и Марух, расположенных на одинаковой широте (43° с.ш.) и на северных склонах хребтов. Средние летние температуры воздуха в фирновой зоне ледника Марух (2900 м) примерно соответствуют температурам в средней части области абляции (3600 м) ледника Туюксу (3 – 5 °С), что в первом приближении может служить количественной характеристикой влияния степени континентальности на метеорологический режим и условия существования горных ледников в разных географических районах.

В Северном Тянь-Шане значительное влияние циклонов в летний период обусловливает большую повторяемость пасмурной погоды — в среднем наблюдается 10 пасмурных и лишь 4 – 6 ясных дней за месяц, а средняя облачность составляет 5 – 6 баллов, что и определяет незначительную интенсивность энергообмена ледников и малые значения радиационного баланса, особенно в период снегопадов. Так, в июле — августе средняя суточная величина радиационного баланса поверхности льда, по измерениям в отдельные годы, составляет всего 190 – 280 кал/см^2, или 8 – 12 МДж/м^2 (Головкова, 1983). В области абляции ледников Западного и Центрального Кавказа этот параметр характеризуется более высокими значениями.

Как свидетельствуют данные градиентных измерений в областях абляции и аккумуляции ледника Туюксу, в обеих зонах в течение всего лета преобладает незначительное испарение.

Внутренний Тянь-Шань

Несмотря на близкое расположение Северного и Внутреннего Тянь-Шаня (42° с.ш.) имеются определенные различия в климате этих горных областей и характере оледенения, а именно: в данном районе на аналогичных высотах выпадает гораздо меньшее количество осадков, так как сюда поступают воздушные массы, обедненные влагой, и частично благодаря этому оледенение располагается на значительно более высоких уровнях, чем в Северном Тянь-Шане. Очевидно, что это связано с экранированностью горных массивов Внутреннего Тянь-Шаня с запада и с севера (Ферганский, Киргизский хр. и Заилийский Алатау), где происходит основной перехват и осаждение влаги.

Но общий характер циркуляции воздушных масс, пути циклонов те же, что и на Северном Тянь-Шане. Влияние Азиатского антициклона в зимние месяцы здесь выражено ярче и количество атмосферных осадков практически близко к нулю. Весеннее нарастание осадков свидетельствует о влиянии юго-западных циклонов иранской ветви полярного фронта. Однако для этого района характерен летний максимум осадков, и за июнь — август выпадает 50 –

60% годовой суммы (в районе ледника Туюксу около 40%). В летний период, как и на Северном Тянь-Шане, фронтальные системы приносят основную массу влаги, и циклонические осадки существенно преобладают над внутримассовыми, что установлено, в частности, нашими наблюдениями в районе хр. Ак-Шыйрак (Волошина, 1988). Благодаря постепенному повышению хребтов с запада на восток в пределах Внутреннего Тянь-Шаня и вынужденному подъему воздушных масс над ними растет уровень конденсации и сублимации, и фронтальная деятельность продолжает оставаться активной вплоть до мощного узла оледенения в районе Пика Победы и Хан-Тенгри на крайнем востоке этого района.

Наиболее характерные особенности увлажнения исследуемого района — это значительные вертикальные градиенты осадков в пределах зоны оледенения и выпадение осадков на ледниках в летний период практически лишь в твердом и смешанном виде. При средних и сильных снегопадах их градиент составляет 3 – 8 мм на 100 м подъема, причем с высотой этот градиент увеличивается (Ушнурцев, Сокальская, 1991). В наиболее высоких зонах ледников (4300 – 4800 м) количество твердых осадков превышает их величины, измеренные на метеостанции Тянь-Шань (на дне широкой долины, 3614 м), по меньшей мере, в 4 раза. Отсюда следует, что в области аккумуляции массива Ак-Шыйрак за год выпадает до 1000 – 1200 мм (на метеостанции Тянь-Шань 310 мм). В ряде случаев благодаря низким температурам и летним снегопадам на больших высотах положительный баланс массы сохранялся в течение всего лета. Эти выводы основаны на результатах пятилетних исследований (1985 – 1989).

Низкие температуры воздуха — также характерная черта метеорологического режима ледников Внутреннего Тянь-Шаня. По нашим расчетам, в самой нижней части ледника Сары-Тор (4000 м) средние месячные температуры летом составляют от 0,5 °С в июне до 2 – 3 °С в июле — августе.

Интенсивность энергообмена на ледниках Внутреннего Тянь-Шаня несколько ниже, чем в Заилийском Алатау, благодаря большой повторяемости фронтального типа погоды, частым снегопадам и низкой температуре воздуха, а также слабому развитию горно-долинной циркуляции. Можно предположить, что турбулентный тепло- и влагообмен в этих условиях близок к нулю.

Алайский хребет

Ряд отличительных черт оледенения этого района — большая абсолютная высота концов ледников (3600 – 4000 м) и фирновой линии (4300 – 4500 м), в основном небольшая площадь ледниковых образований, по-видимому, в значительной мере связаны с низкой степенью увлажнения этого региона, а также с отсутствием таких высоких горных поднятий, как на Памире.

Положение Алайского хребта в “цепочке” горного обрамления Средней Азии, на низкой широте (40° с.ш.) предопределяет влияние тех же синоптических процессов, которые были описаны выше в приложении к Северному и Внутреннему Тянь-Шаню. Следует лишь подчеркнуть, что Алайский хребет доступен влиянию северо-западных вторжений циклонического характера, поскольку хребты Западного Тянь-Шаня (Таласский, Пскемский, Чаткальский) имеют небольшую высоту (лишь отдельные пики превышают 4000 м) и не служат непреодолимым барьером для влагоносных масс воздуха. Очевидно, что определенное отрицательное влияние (перехват влаги и изменение путей циклонов) оказывают Гиссарский, Зеравшанский и Туркестанский хребты, расположенные непосредственно к западу от Алайского хребта и поднимающиеся на некоторых участках до 5 – 5,5 км.

Как следует из результатов наблюдений за осадками на леднике Абрамова и на его боковой морене (3800 м) за 1968 – 1975 гг., их годовая сумма колебалась в пределах 500 – 1000 мм, максимум осадков в большинстве случаев приходился на март или май, и их месячная величина составляла 100 – 170 мм (Ледник Абрамова, 1980). Нужно отметить большую изменчивость месячных сумм осадков от года к году (от 10 до 250% к средней за указанный период), наличие двух минимумов в годовом ходе осадков — в феврале и августе — сентябре, а также тот факт, что летние осадки на всей поверхности ледника выпадают в основном в твердом виде. Последнее связано с прохождением холодных фронтов западных и северо-западных циклонов. Результаты непродолжительных наблюдений в фирновой зоне (4400 м) показали, что здесь летом осадков выпадает в 1,5 – 2 раза больше, чем в средней части языка.

Формированию низкого температурного фона, кроме значительной абсолютной высоты, способствуют стоковые ветры (до 4 – 5 м/с), преобладающие летом над всей поверхностью ледника (90% всех случаев наблюдений). Средние месячные температуры воздуха в области абляции составляют летом 1 – 4 °С (в фирновой зоне они ниже 0 °С), наибольшая повторяемость (около 70%) средних суточных значений приходится на интервал 0 – 5°. В более теплые периоды температура воздуха поднималась до 10 °С. Эти данные могут служить косвенным свидетельством пренебрежимо малого турбулентного теплообмена. Во влагообмене преобладает незначительное испарение. Уменьшение общей облачности от июня к августу с 5 до 3 баллов способствует притоку значительных величин солнечной радиации. Месячные значения радиационного баланса на языке ледника в августе в 3 – 5 раз больше, чем в июне, что обусловлено в основном понижением альбедо поверхности. Максимум радиационного баланса за ясные дни составляет в области абляции 300 – 350 кал/см^2.

В целом Алайский хребет занимает промежуточное положение между Тянь-Шанем и Памиром как по характеру синоптических процессов, так и по некоторым количественным показателям (температура воздуха, облачность, радиационные параметры).

Памир

Из всех районов, рассматриваемых в этом разделе, Памир — самая сложная горная и ледниковая система, характеризующаяся существенными различиями в климате двух ее крупных частей. В первом приближении разделительная линия (в границах бывшего СССР) проходит от крайней юго-западной точки (Ваханский хр.) до северо-восточной в районе оз. Кара-Куль. Главные особенности рельефа северо-западной части Памира — большая расчлененность глубокими узкими долинами, наличие высоких хребтов самой различной ориентации, значительный перепад высот между вершинами хребтов и дном долин, т.е. это типичный альпийский характер рельефа. Юго-восточный Памир (далее "Восточный") в основном представляет собой обширное высокое нагорье; по словам Л.С.Берга, это "Тибет в миниатюре", где хребты достигают 5000 – 5500 м, а дно долин лежит на высоте 3600 – 4000 м. Основные хребты Восточного Памира имеют в общем широтное простирание. Пологие гребни гор поднимаются над широкими долинами и котловинами на 800 – 1000 м. Восточный Памир "тяготеет" к Центральной Азии как по рельефу, так и по климату.

Так же резко различается и характер оледенения этих частей Памира: в юго-западном регионе сосредоточено наибольшее количество ледниковых образований, здесь располагаются самые крупные ледники, а диапазон высот зоны оледенения крайне велик — примерно от 2,5 до 5 – 6 км. Площадь оледенения Восточного Памира на порядок меньше, а ледники расположены в узком интервале высот, примерно между 4,8 – 5,0 и 5,5 – 6,0 км.

Значительно отличаются и климатические условия северо-западной и юго-восточной частей Памира, поскольку они определяются разными типами синоптических процессов. Прежде всего следует подчеркнуть, что Памир — единственная горно-ледниковая система в границах бывшего СССР, относящаяся к субтропической климатической области (Алисов, 1956). Другая важная черта рассматриваемого региона заключается в том, что на погоду и климат этой обширной территории влияет циркуляция средней тропосферы, очень мало изученная до настоящего времени. Поэтому к данному региону неприменимы типизации синоптических процессов Средней Азии, а результаты наблюдений большинства метеостанций, расположенных на дне долин, слабо характеризуют зону оледенения.

Важный фактор климата и, в частности, энергообмена ледников — положение региона на 37 – 39° с.ш., благодаря чему при оптимальных условиях погоды происходит значительный приток радиационного тепла (при высотах Солнца 74 – 76°) и наблюдается высокий уровень температуры воздуха в областях абляции низких ледников.

На основе данных о внутригодовом распределении осадков по метеостанции Ледник Федченко (4169 м) можно с уверенностью сказать, что вся западная и северо-западная часть Памира доступна воздействию юго-западных циклонов иранской ветви полярного фронта, наиболее интенсивно проявляющихся в весенний период года. Некоторые результаты наблюдений за осадками на указанной метеостанции (Чучкалов, 1960) могут служить иллюстрацией увлажненности этого региона в разные сезоны года (среднее за 1945 – 1956 гг., мм):

I	II	III	IV	V	VI	VII	VII	IX	X	XI	XII	**Год**
108	127	162	118	99	74	41	20	15	82	138	145	**1129**

Труднее объяснить факт выпадения значительного количества осадков в зимние месяцы. По-видимому, интенсивность южных циклонов велика и в этот период, но они не проникают севернее Памира вследствие стабилизирующей роли Азиатского антициклона. Возможно также влияние западных и северо-западных вторжений в циклонах, активизирующихся в этом регионе зимой из-за сближения арктического и полярного фронтов, благодаря свободному доступу арктического воздуха через территорию Западной Сибири.

В основном вследствие экранирующего влияния мощных горных хребтов северо-западной части Памира его восточные области характеризуются совершенно иными условиями увлажнения. Прежде всего, здесь происходит резкое сокращение количества выпадающих атмосферных осадков: до 70 – 100 мм за год в высокогорных долинах, на уровне около 4000 м (Мургаб, Чечекты, оз. Кара-Куль). Кроме того, на Восточном Памире отмечается летний максимум осадков.

Как и во Внутреннем Тянь-Шане, из-за высокого уровня конденсации и сублимации водяного пара в воздушных массах, значительные осадки выпадают лишь в самых высоких частях горных массивов. По мнению Б.С. Чучкалова (1960), летний максимум осадков имеет здесь ту же природу, что и в северном Тибете. Он связан с обострением субтропических (по терминологии указанного автора) фронтов на северной периферии антициклонов, которые в этот период располагаются в средней и верхней тропосфере над Ираном и Тибетом. Это обострение происходит как вследствие выноса влажного (прежнего муссонного) воздуха в восточных частях субтропических ложбин, так и при сближении среднеширотных и субтропических фронтов.

И.М. Лебедевой (1990) были получены расчетные данные о количестве дней с осадками на высоте границы питания ледников Памира по связи с относительной влажностью воздуха, а также путем их экстраполяции по ряду метеостанций. Некоторые результаты этих расчетов, характеризующие в определенной степени режим увлажнения Памира, приводятся в табл. 2. В работе отмечается, что, за редкими исключениями, в период абляции осадки на границе питания выпадают в твердом виде.

Следствием влияния описанных выше типов циркуляции воздушных масс и наличия обширных

Таблица 2

Особенности увлажнения Западного и Восточного Памира
Peculiarities of the West and East Pamirs moistening

Показатели	Западный Памир	Памирское нагорье
Высота границы питания, км	4,4	5,2
Число дней с осадками:		
за год	229	165
за лето	43	35

нагорий в восточной части Памира служит общее повышение температуры воздуха с северо-запада на юго-восток.

Наиболее объективно температурный режим в пределах ледниковой зоны Западного Памира может быть охарактеризован по результатам измерений и приведения к средним многолетним значениям температуры воздуха на леднике Федченко (Крупнейшие ледники..., 1967) (табл. 3).

Как и в других горно-ледниковых районах, температурный режим формируется здесь под влиянием холодных вторжений и теплой погоды, обусловленной трансформацией воздуха в антициклональном барическом поле, либо в условиях термической депрессии, когда температура превышает ее средние месячные значения на 4 – 5 °С. Более высокие температуры зафиксированы на языках ледников, спускающихся до высот 3000 – 3200 м. Так, на языке ледника Медвежий, на уровне около 3100 м летом 1978 г. температура в среднем за дневные часы достигала 15 – 17 °С, что свидетельствует о значительном притоке турбулентного тепла к поверхности ледника.

Вероятность ясного состояния неба на Памире значительно больше, а пасмурного — меньше, по сравнению с величинами этих показателей в Алайском хребте, Внутреннем и Северном Тянь-Шане. В районе ледника Федченко, по средним многолетним данным, летом повторяемость ясных дней составляет 56%, а пасмурных — лишь 23%, что находит свое отражение в формировании радиационного баланса ледниковой поверхности. По измерениям на леднике Федченко в июле — августе 1957 – 1959 гг. в области абляции (3600 – 4000 м) радиационный баланс составлял в среднем 260 – 370 кал/см^2, за ясные дни — до 400 кал/(см^2·сут), в фирновой зоне (4900 м) в сентябре 1957 г. он имел отрицательные значения как в среднем, так и за ясные дни. Наибольшие величины радиационного баланса на ледниках Памира были получены в нижней части области абляции ледника Медвежий (3050 м) летом 1972 г.: в среднем за июль — август он составил 454 кал/(см^2·сут), за ясные дни – 520 кал/(см^2·сут).

Таблица 3

Средняя многолетняя температура воздуха на леднике Федченко, °С
Mean long-term air temperature on Fedchenko Glacier, °C

Пункт	VI	VII	VIII
Лед, 3600 м	2,0	6,0	5,4
Лед, 4000 м	-1,0	2,7	2,4
Фирн, 4900 м	-5,2	-2,4	-3,4

О.А. Дроздов (Крупнейшие ледники..., 1967) отмечал значительное развитие горно-долинной циркуляции на Западном Памире как одну из характерных особенностей метеорологического режима в летний период (см. раздел 3.1 настоящей книги). Регулярное появление долинного ветра на языках ледников оказывает отепляющее воздействие на приледниковый слой воздуха, а при значительных скоростях ветра — и на интенсивность турбулентного теплообмена, т.е. на увеличение общего количества тепла, расходуемого на таяние.

Как и в других ледниковых районах Средней Азии, здесь преобладает в основном небольшое испарение, которое приобретает существенное значение лишь на уровне 5 – 5,5 км, особенно на Восточном Памире, где оно может достигать 1 – 1,5 мм/сут. Это показали прямые измерения И.М. Лебедевой (1975), выполненные ею в 1970 – 1973 гг. на трех ледниках этого региона на высоте около 5000 м (см. раздел 2.3). При некоторых типах погоды испарение с поверхности снега и льда в этой части Памира играет совершенно иную роль, чем на более низких уровнях, а именно: при отрицательных или близких к нулю значениях радиационного баланса горизонтальной поверхности и температурах воздуха, близких к 0 °С, в условиях ясной погоды после холодных вторжений происходит избирательное таяние и испарение наклонных микроповерхностей ледника, в результате чего образуются так называемые снега “кающихся” (Kotlyakov, Lebedeva, 1974; Котляков, 1997), которые представляют собой причудливые остроконечные или столбчатые формы снега или льда, имеющие вертикальные размеры от нескольких десятков сантиметров до 2 – 3 м и наклоненные к югу под углом 70 – 75° (в соответствии с максимальной высотой Солнца на этой широте).

Надо заметить, что измерение испарения весовым способом, когда испаряющая поверхность горизонтальна, вряд ли дает представление о реальной интенсивности этого процесса на боковых стенках “кающихся”. Можно предположить, что при наличии ветра и большом дефиците влажности (на высоте 2 м упругость водяного пара составляла около 3 гПа) поглощенная солнечная радиация расходуется именно на испарение, а таяние может происходить в углублениях, где альбедо ниже из-за скопления загрязняющих частиц морены, и на микроповерхностях боковых стенок “кающихся”, обращенных к югу, как и полагают авторы указанных работ.

Детальные сведения о распределении отдельных метеорологических элементов на территории Памира (температура, абсолютная и относительная влаж-

ность воздуха, осадки), а также другие данные о климате этого региона приводятся в монографии "Оледенение Памиро-Алая" (1993).

Алтай

Географическое положение Алтая к юго-востоку от Западно-Сибирской низменности (50° с.ш.), субширотное простирание основных хребтов предопределяют значительное влияние атлантических циклонов и вторжений масс арктического воздуха в любое время года, а также стабилизирующую роль Азиатского антициклона в холодное время года.

Благодаря некоторым особенностям рельефа Северо-Чуйского и Южно-Чуйского хребтов, в которых сосредоточено оледенение (крутые северные склоны, карообразные вмещающие долины), ледники располагаются в большом диапазоне высот (2000 – 4000 м), а их концы достигают иногда кромки леса (Ледники Актру, 1987).

Основные циркуляционные процессы в теплый период года связаны с перемещением юго-западных и западных циклонов, в которых происходит регенерация фронтов и усиление осадков, вызванное орографическим подъемом воздуха. Положительные аномалии температуры обусловлены стационированием теплых антициклонов, а также трансформацией воздуха в термической депрессии над Казахстаном и Средней Азией. Хорошо выраженный летний максимум и зимний минимум осадков в бассейне Актру и значительное преобладание осадков теплого периода (70% годовой суммы за май — сентябрь) служат подтверждением определяющей роли летних циклонов умеренных широт и Азиатского антициклона в формировании климата и, в частности, типа увлажнения в этом регионе. По косвенным данным (о речном стоке) можно утверждать, что рост осадков в пределах ледниковой зоны значителен — у подножья ледников Актру выпадает около 500 мм за год, в фирновой зоне они могут достигать 1100 мм (Тронов и др., 1973). На крутых подветренных склонах в верхней части хребтов возможно увеличение годового количества осадков до 1500 – 2000 мм, что обусловлено их ветровым переносом и изменением линий тока во влагонесущих воздушных массах вблизи гребней гор (Тронова, 1972).

Характерная особенность метеорологического режима этого региона заключается в большом влиянии снегопадов на таяние ледников — на высоте около 3000 м половина летних осадков выпадает в твердом виде, нередко снег покрывает не только ледники, но и склоны близлежащих гор. Это явление весьма существенно для энергообмена ледников исследуемого района.

Преобладание циклонического характера погоды выражается и в большой повторяемости пасмурного состояния неба (45 – 60% дней за три летних месяца с общей облачностью 8 – 10 баллов), а в среднем облачность равна 6 – 7,5 баллам, что так же как и снегопады способствует сокращению общего притока радиационного тепла. Число дней с осадками на ледниках достигает 19 – 24 в месяц. Очевидно, что в таких неблагоприятных для энергообмена условиях радиационный баланс поверхности даже в области абляции выражается небольшими значениями — в среднем за июль — август около 240 кал/(см^2·сут), или 10 МДж/м^2.

Температура воздуха над ледниковой поверхностью в среднем за летние месяцы составляет 5 – 7 °С на высоте 2500 м и 3 – 4,5 °С на уровне около 3000 м. В отдельные дни средняя суточная температура колеблется в средней части ледников в пределах от 1 до 14 °С. Длительные периоды ясной теплой погоды с интенсивным развитием фёнов связаны с нисходящими потоками воздуха в теплом секторе циклонов либо в антициклональном поле, на юго-западной периферии ядер повышенного давления (Попова, 1963).

Во влагообмене нижнего слоя воздуха над ледниками существенно преобладает конденсация. Специальные исследования местного воздухообмена в бассейне Актру выявили значительное развитие горно-долинной циркуляции (Слуцкий, 1973).

Сунтар-Хаята

Хребет Сунтар-Хаята (63° с.ш.), расположенный к югу от Верхоянского хребта, характеризуется ярко выраженным континентальным климатом, что обусловлено резкой сменой барического поля от зимы к лету и преобладанием воздушных масс континентального типа — зимой это арктический воздух, поступающий с севера по восточной периферии Азиатского антициклона, летом воздух умеренных широт, приходящий в теплых секторах северо-западных, западных и юго-западных циклонов арктического фронта. Наиболее высокие температуры воздуха связаны с выносом нагретых атмосферных масс из Монголии.

В теплый период года велико также влияние влажных масс воздуха с Охотского моря, что подтверждается увеличением количества осадков на южных склонах хребта (Корейша, 1963). Установлено, что западная граница проникновения тихоокеанских циклонов на материк в исследуемом регионе проходит западнее, чем это считалось ранее, а именно. по водоразделу рек Яны и Индигирки (Кренке, 1982).

Ледники (в основном карово-долинного типа) располагаются на высотах 2 – 2,6 км над ур. моря, преобладающая ориентация — от северной до западной. Преобладают небольшие ледники; всего в хр. Сунтар-Хаята на период исследований (1957 – 1960 гг.) насчитывалось 208 ледников общей площадью 246 км^2 (Корейша, 1961).

Период абляции длится около двух месяцев. Годовое количество осадков, по наблюдениям на метеостанции, располагавшейся вблизи от ледника № 31 на абсолютной высоте 2068 м, равнялось в 1957 г. 719 мм, в 1958 г. 452 мм. За три летних месяца выпадает около 60% годовой суммы, за декабрь — февраль лишь – 3 – 5%.

Таблица 4

Изменение количества атмосферных осадков с высотой, мм
Changes of atmospheric precipitation amount with altitude, mm

Показатели	м/с Петропавловск-Камчатский	м/с Козельская	м/с Седловина
Абсолютная высота, м	25	715	1854
Сумма осадков за VII-IX, мм	262	365	576
Вертикальный градиент осадков, мм/100 м	15	19	

По данным за июль — август 1958 и 1959 гг. средняя температура воздуха на леднике № 31 (2257 м) составляла 2 – 3,5 °С. Вследствие преобладания пасмурной погоды значительная роль в притоке радиационного тепла принадлежит рассеянной солнечной радиации, около 66% суммарной (Гаврилова, 1964). Как показали наблюдения на леднике № 31 в 1959 г., среднее альбедо составило в июле 0,44, в августе 0,36, а радиационный баланс в эти месяцы — соответственно 174 и 152 кал/(см^2·сут) (7,3 и 6,4 МДж/м^2).

Камчатка

В метеорологическом и гляциологическом аспектах наиболее изучены ледники Авачинской группы вулканов, находящейся на крайнем юго-востоке Камчатки (наблюдения проводились на леднике Козельский, 53° с.ш.). Здесь ледники располагаются в интервале высот примерно от 700 до 3400 м, в зависимости от ориентации склона и типа ледника. Их площадь в основном невелика — от 0,1 до 2,5 км^2, высота фирновой линии колеблется в больших пределах — от 1,3 до 2,9 км (Ледник Козельский, 1992). Экзотичность оледенения в горных районах Камчатки заключается в том, что ледники находятся на склонах вулканов (как правило, крутых), они прикрыты слоем обломочного материала и вулканического шлака, попадающих на их поверхность как во время извержений, так и при ветровом переносе с крутых осыпных склонов. Основное оледенение сосредоточено на восточных макросклонах, где осадков выпадает до 2500 – 3000 мм, в то время как на западных — лишь 1000 – 2000 мм за год.

Климат Камчатки формируется преимущественно под влиянием процессов циркуляции атмосферы, развивающихся над северной частью Тихого океана, что существенно отличает его от климата всех материковых районов, рассмотренных нами ранее. В холодное время года преобладающие синоптические процессы над Камчаткой связаны с циклонами, имеющими южную составляющую, из них более половины формируются над Японским морем и южными районами Дальнего Востока. Их прохождение сопровождается обильными снегопадами над Курильскими островами и юго-восточными районами Камчатки. Поэтому один из двух максимумов осадков в годовом ходе отмечается в зимние месяцы.

В теплый период циклонический характер погоды также сохраняется, пути циклонов приобретают западную составляющую. Характерные черты метеорологического режима в это время года — большая вероятность пасмурного состояния неба, низкий температурный фон (на 3 – 5° ниже среднеширотного), что обусловлено частой повторяемостью морских воздушных масс в циклонических вихрях, а также значительное количество осадков (второй — летний максимум). Ориентировочно за три летних месяца выпадает 30 – 40% их годовой суммы (Алисов, 1956). По наблюдениям на леднике Козельский в июле — сентябре 1977 г. зафиксировано значительное увеличение с высотой атмосферных осадков между метеостанцией Петропавловск-Камчатский, расположенной у подножья Авачинской группы вулканов, и временными пунктами измерений ниже конца ледника (м/с Козельская) и в области питания (м/с Седловина) (табл. 4).

Температура воздуха вблизи ледника в среднем за отдельные пентады июля — сентября 1977 г. колебалась в пределах от 7 до 14 °С на м/с Козельская и от 1 до 11 °С на м/с Седловина. При изменении альбедо от 0,61 в июне до 0,50 в августе 1977 г. радиационный баланс за сутки в области питания (на седловине) характеризовался следующими величинами:

	кал/см^2	МДж/м^2
Среднее	103	4,3
Максимум	296	12,4
Минимум	-93	-3,9

Одна из характерных особенностей метеорологического режима на леднике Козельском — сильные ветры в течение всех суток (средняя скорость 4,5 м/с, максимум до 8 – 9 м/с), вследствие чего заметную роль приобретает турбулентный тепло- и влагообмен. Расчетные данные показывают, что несмотря на значительную облачность и относительную влажность воздуха в летний период преобладает процесс испарения с поверхности ледников.

Глава 1

РАДИАЦИОННЫЙ БАЛАНС

Значение радиационной составляющей теплового баланса в массоэнергообмене поверхности ледников трудно переоценить. Еще в 30-х годах XX столетия работами Х. Свердрупа, П.П. Кузьмина и других исследователей была установлена преобладающая роль солнечной радиации в таянии ледников, особенно в умеренных широтах. Наибольшее развитие натурные наблюдения за компонентами радиационного и теплового баланса ледниковой поверхности получили в конце 50-х (Международный геофизический год) и в 60-70-е (Международное гидрологическое десятилетие) годы. В результате этих работ был собран обширный материал, позволивший установить основные закономерности изменения радиационных параметров в пространстве и во времени, изучить тепловые процессы, характерные для ледника как особого вида деятельной поверхности, оценить применимость методик измерений и расчетов, использовавшихся ранее в неледниковых, равнинных районах, найти связи метеорологических и гляциологических показателей.

Большая изменчивость альбедо ледниковой поверхности и облачности в горах — основных факторов, определяющих колебания радиационного баланса ледника — предполагает иные требования к точности актинометрических наблюдений (увеличение числа пунктов, более высокая частота измерений или непрерывная регистрация), чем на равнинных территориях.

Поскольку горные ледники располагаются чаще всего в труднодоступных районах, на больших высотах, проведение длительных (в течение полного периода абляции) измерений технически не всегда осуществимо. Поэтому метеорологические измерения на ледниках часто имеют короткие ряды (кроме стационарных круглогодичных станций), и их результаты мало сопоставимы друг с другом. Опыт таких работ привел некоторых исследователей к выводу о необходимости создания моделей расчета радиационных характеристик за длительный период и для всей поверхности ледника.

1.1. Поступление коротковолновой радиации на поверхность ледника

Особенности притока солнечной радиации в горах определяются большой степенью прозрачности атмосферы, значительной закрытостью горизонта на долинных ледниках и более интенсивным, по сравнению с равниной, развитием кучевой облачности.

Общий коэффициент прозрачности p можно представить как произведение коэффициента прозрачности идеальной атмосферы p_b, зависящего лишь от молекулярного рассеяния и поглощения при давлении воздуха b, и коэффициентов прозрачности водяного пара q_w и пыли q_d:

$$p = p_b\, q_w\, q_d \qquad (1.1)$$

Наиболее высокие величины коэффициента прозрачности, рассчитанного для высоты Солнца 30° (относительная оптическая масса 2), p_2 были получены нами на седловине Эльбруса (5300 м над ур. моря) в августе 1959 г. -

а) при максимальном значении p_2 :

$0{,}932 = 0{,}946\ q_{wd}$,

$q_{wd} = 0{,}985$,

б) при минимальном значении p_2 :

$0{,}900 = 0{,}946\ q_{wd}$,

$q_{wd} = 0{,}951$.

Эти данные показывают, что на высоте более 5000 м замутненность атмосферы настолько мала, что основную роль в ослаблении солнечной радиации играет молекулярное рассеяние и поглощение, и только при ухудшении условий прозрачности коэффициенты p_b и q_{wd} имеют близкие значения.

Коэффициент прозрачности p_2 характеризуется суточным и сезонным ходом. В частности, наблюдения на фирновом поле южного склона Эльбруса (3750 м) в летние периоды 1958 – 1960 гг. показали, что наибольшие значения этого параметра отмечаются с 8 час. до полудня, после чего значения p_2 снижается на 3 – 5%. В годовом ходе максимум его зафиксирован в зимние месяцы (ледник Федченко, 4880 м, 1957 – 1959 гг.; ледник Абрамова, 3840 м, 1968 – 1974 гг.). Различия между зимними и летними значениями коэффициента прозрачности составляют 5 – 10 %. Они обусловлены (как и колебания p_2 в суточном ходе) изменениями влажной и пылевой мутности атмосферы.

В табл. 1.1 приводится сводка величин коэффициента прозрачности p_2 и прямой солнечной радиации на перпендикулярную поверхность, полученных в разных географических районах. Несмотря на различия в длительности периодов наблюдений, можно проследить некоторые закономерности изменения названных параметров как по высоте, так и в отдельных ледниковых регионах.

На Кавказе в целом прозрачность воздуха и приток прямой солнечной радиации на одинаковых уровнях характеризуются более высокими значениями, что связано с преобладанием атлантических и арктических воздушных масс, менее трансформированных, чем в Средней Азии. В пределах Кавказа более благоприятные условия для притока прямой солнечной радиации наблюдаются в его западной части (ледник Марух) и на северных склонах хребтов (ледник Карачаул).

В высокогорье Памира, особенно в его юго-восточной части, летом нередко наблюдаются пыльные бури, значительно увеличивающие мутность атмосферы (Лебедева, 1971). Следует отметить высокую про-

Таблица 1.1

Коэффициент прозрачности p_2 и прямая солнечная радиация на поверхность, перпендикулярную к солнечным лучам S, в разных географических районах
Transparency coefficient p_2 and direct solar radiation on the surface, perpendicular to the solar rays S in different geographical regions

Район, ледник	Абсолютная высота, м	p_2		$S_{макс.}$		Источник
		абсолютный максимум	средний максимум	кал/(см^2·мин)	кВт/м^2	
Полярный Урал						
Обручева	540	0,850	0,750	1,45	1,01	Волошина, 1981*в*
Сунтар-Хаята						
Ледник № 31	2257	-	-	1,55	1,08	Гаврилова, 1961
Алтай						
Актру	2150	-	-	1,63	1,14	Ледники Актру,1987
Эльбрус						
Седловина	5300	0,932	0,912	1,74	1,21	Волошина, 1966*а*
Фирновое поле	3750	0,908	0,880	1,64	1,14	Волошина, 1966*а*
Гарабаши	3360	0,890	0,846	1,56	1,09	Волошина, 1966*а*
Карачаул	3250	0,902	0,876	1,68	1,17	Волошина, 1966*а*
Большой Азау	2620	0,840	0,827	1,54	1,07	Волошина, 1966*а*
Западный Кавказ						
Марух	2917	0,905	0,870	1,66	1,16	Ледник Марух,1988
Алибек	2130	0,737	0,690	1,31	0,91	Волошина, 1966*а*
Джунгарский Алатау						
Красовского	3180	0,900	0,860	1,64	1,14	Диярова, Конева, 1966
Тянь-Шань						
Корженевского	3560	-	0,856	1,55	1,08	Головкова и др, 1968
Памиро-Алай						
Абрамова	3837	0,900	0,850	-	-	Ледник Абрамова, 1980
Федченко	4880	-	0,893	1,71	1,19	Ледник Федченко,
Федченко	4169	-	0,828	1,69	1,18	т. 2, 1962
Зеравшанский	3600	-	0,826	-	-	Крупнейшие ледники..., 1967
Медвежий	3050	0,864	0,821	1,51	1,05	Волошина, 1975

зрачность воздуха на Полярном Урале, обусловленную близостью Северного Ледовитого океана и частыми вторжениями холодного арктического воздуха.

Заметим, что величины p_2, помещенные в табл. 1.1, могли быть рассчитаны при разных значениях солнечной постоянной S_0, т.е. прямой солнечной радиации на верхней границе атмосферы (в 50 – 60-е годы она менялась от 1,88 до 1,98 кал/(см^2·мин)), что соответствует ошибке в определении p_2 2 – 3 %. Для ледников Эльбруса и ледника Марух S_0 принята равной 1,98 кал/(см^2·мин).

На равнине в пределах бывшего СССР средние многолетние значения p_2 (при S_0 = 1,98 кал/(см^2·мин)) за июнь — август составляют 0,70 – 0,74 на широте 42°, 0,77 – 0,79 на широте 68° (Пивоварова, 1977).

Вертикальный градиент S в зоне выше 3000 м и на Памире, и на Центральном Кавказе составляет в среднем около 0,08 – 0,10 кал/(см^2·мин) (56 – 70 Вт/м^2) на 1000 м высоты.

Приход прямой солнечной радиации на горизонтальную поверхность $S_г$ при ясном небе, помимо прозрачности атмосферы и закрытости горизонта, в значительной степени зависит от широты места (высоты Солнца) и имеет хорошо выраженный суточный ход. Необходимая для расчета дневных сумм радиации продолжительность солнечного сияния, определяемая с помощью гелиографа, в горах при меняющемся количестве облаков дает неопределенные результаты, так как линза этого прибора не приспособлена для большой интенсивности радиации, в результате чего длина прожженной части бумажной ленты оказывается существенно завышенной по сравнению с фактической длительностью солнечного сияния.

Летом 1982 г. были проведены методические исследования в горах Тянь-Шаня на леднике Голубина (Москаленко, 1985) по определению точности измерения прямой, рассеянной и суммарной радиации с помощью регистрирующей аппаратуры. Они показа-

Таблица 1.2

Дневные суммы прямой солнечной радиации на горизонтальную поверхность для разных типов погоды*
Daily sums of direct solar radiation on horizontal surface for different weather types

Ледник, район	Абсолютная высота, м	кал/см^2				МДж/м^2			
		A	K_1	K_2	*Ф*	*A*	K_1	K_2	*Ф*
Марух, Западный Кавказ	2917	652	460	103	19	27,3	19,3	4,3	0,8
Туюксу**, Заилийский Алатау	3470	568	343	166	17	23,8	14,4	7,0	0,7
Медвежий, Западный Памир	3050	629	522	293	132	26,4	21,9	12,3	5,5

* Данные по леднику Марух осреднены за июль — август 1967 – 1974 гг. (Ледник Марух, 1988), по леднику Туюксу — за периоды абляции 1968, 1971, 1972 гг. (Головкова, 1981), по леднику Медвежий — за июль — август 1972 г. (Волошина, 1975).

**Прежнее название ледника Туюксу — Центральный Туюксуйский (по Каталогу ледников СССР).

ли, что при облачности 6 – 10 баллов и наличии просветов в облаках относительная разность дневных сумм и прямой и суммарной солнечной радиации, рассчитанных по методике, принятой на метеорологических станциях (наблюдения через 3 часа и определение длительности солнечного сияния по гелиографу) и полученных с помощью непрерывной регистрации, достигают ±50%. Этот факт следует иметь в виду при дальнейшем анализе результатов актинометрических измерений в ледниковых районах.

Дневные суммы прямой солнечной радиации на горизонтальную поверхность $S_г$, осредненные за период наблюдений, в строгом смысле вряд ли сопоставимы между собой, поскольку измерения проводились при разных условиях прозрачности, закрытости горизонта, на разных абсолютных высотах и широтах. Но основной фактор, от которого в наибольшей степени зависят дневные суммы прямой солнечной радиации — это облачность.

Поэтому мы сочли целесообразным использовать для сравнения дневных сумм $S_г$ (а также и других радиационных характеристик) генетические типы погоды (Волошина, 1966*а*): антициклональный *A*, конвективный без осадков K_1, конвективный с осадками K_2 и фронтальный *Ф*. Как правило, этим типам соответствует определенное количество облаков (0 – 2, 3 – 5, 6 – 8, 9 – 10 баллов по нижней облачности), и данные становятся в какой-то степени сопоставимыми. Подробнее принципы выделения типов погоды будут описаны в разделе 4.3. Здесь уместно отметить, что в любом горно-ледниковом районе коэффициент прозрачности в среднем уменьшается от типа *A* к типу *Ф*. Так, по результатам наблюдений на леднике Корженевского в Заилийском Алатау, он менялся от 0,843 до 0, 782 (Головкова и др., 1968). В табл. 1.2, а также далее в табл. 1.4 приводятся все опубликованные в гляциологической литературе данные измерений солнечной радиации, осредненные на основе одного и того же принципа выделения типов погоды.

Если рассматривать приток прямой солнечной радиации для разных условий погоды в процентном отношении (на основе данных табл. 1.2), приняв величину $S_г$ при антициклональном типе погоды за 100%, то для типа K_1 ее величина составит 60 – 80%, для типа K_2 — от 16% на леднике Марух до 47% на леднике Медвежий. Особенно большие различия наблюдаются при фронтальной погоде: 3% на ледниках Марух и Туюксу и 21% — на леднике Медвежий, что связано с особенностями формирования облачности на Памире (большая высота основания облаков, просветы в облачности).

По данным измерений в малооблачные дни на ледниках Федченко, Зеравшанский и Парах (Крупнейшие ледники..., 1967) в июле — августе в диапазоне высот 3500 – 4900 м дневные суммы $S_г$ составляют 570 – 690 кал/см^2 (23,9 – 28,9 МДж/м^2). Наиболее полная сводка данных о прямой, рассеянной и суммарной радиации на ледниках Тянь-Шаня и Памиро-Алая содержится в работе (Лебедева, 1971). Из нее следует, что средние за период наблюдений дневные величины $S_г$ в июле — августе меняются от 250 – 300 кал/см^2 (10,5 – 12,6 МДж/м^2) на ледниках Заилийского Алатау (на высотах 3200 – 3700 м) при общей облачности 5 – 6 баллов до 500 – 650 кал/см^2 (21,0 – 27,2 МДж/м^2) на ледниках Памира (на высотах 4200 – 4900 м) при общей облачности менее 4 баллов, т.е. увеличиваются с высотой и уменьшением количества облаков.

Поскольку реальный приток солнечной радиации в условиях горных ледников происходит не на горизонтальную поверхность, представляет интерес расчет S_c на склоны разной ориентации и крутизны. В частности, подобная работа была выполнена для ледника Медвежий, расположенного на 38,5° с.ш. (Волошина, 1983). В табл. 1.3 приводятся результаты расчетов склонового коэффициента, представляющего собой отношение радиации, приходящей на поверхность данной экспозиции (т.е. ориентации и крутизны), к ее величине на горизонтальную поверхность: $K_c = S_c / S_г$ в долях единицы. Расчеты осуществлены с помощью номограмм М.С. Аверкиева (1939).

Данные табл. 1.3 показывают, что склоны северной ориентации получают в течение всего лета наименьшее количество солнечной энергии, причем с

Таблица 1.3

Изменение притока прямой солнечной радиации на склоны разной ориентации и крутизны (склоновый коэффициент) в нижней части области абляции ледника Медвежий*

The change of direct solar radiation income on slopes of different orientation and angle slopes in the lower part of Medvezhiy Glacier ablation area

Угол наклона, град.	1 июля				31 августа			
	С	В	Ю	З	С	В	Ю	З
10	0,92	0,95	0,99	0,98	0,85	0,94	1,06	0,98
20	0,86	0,90	0,96	0,94	0,73	0,89	1,09	0,94
30	0,76	0,83	0,92	0,88	0,57	0,81	1,11	0,87

* Склонение Солнца 1 июля составляло 23,1°, 31 августа 8,7°, высота Солнца в полдень, соответственно, 74,6° и 60,2°. Дневные суммы прямой солнечной радиации на горизонтальную поверхность при ясном небе, средних условиях прозрачности и с учетом закрытости горизонта составляли 1 июля 697 кал/см^2 (29,2 МДж/м^2), 31 августа 543 кал/см^2 (22,8 МДж/м^2).

ростом крутизны склона приток радиации убывает, особенно заметно в конце лета — почти вдвое по сравнению с $S_г$. Различия в инсоляции восточных и западных склонов связаны с большей закрытостью горизонта на востоке: в июле — августе время видимого восхода Солнца на леднике отличалось от истинного примерно на 2,3 час., время захода — на 1,4 час.

Особенность облучения наклонных поверхностей в низких широтах состоит в том, что при высоком стоянии Солнца, в течение большей части календарного лета приток солнечного тепла за день даже на южные склоны меньше, чем на горизонтальную поверхность. Лишь во второй половине августа дневные величины S_c, поступающей на южные склоны, могут стать больше $S_г$.

Поверхность области абляции ледника Медвежий характеризуется большой изрезанностью, наличием холмов и впадин, что связано с его подвижками. Поэтому максимальный приток солнечной радиации на горизонтальную поверхность в условиях малооблачного лета способствует увеличению абляции верхних частей ледяных холмов, расширению площади этих зон и, таким образом, уменьшению их высоты и крутизны склонов, что, в свою очередь, обеспечивает дополнительный приток тепла. Эта особенность инсоляции поверхности в низких широтах относится, естественно, не только к леднику Медвежий, поскольку на любом леднике в низких широтах поверхность льда в области абляции характеризуется наличием микро- и мезомасштабных неровностей.

Подобные расчеты были проведены нами и для ледников Полярного Урала, расположенных на широте полярного круга (Волошина, 1981*в*). Так, для 22 июня при максимальном склонении Солнца (23,4°) и полной открытости горизонта склоновый коэффициент $S_c/S_г$ для разных углов наклона и ориентации склона выражается следующими величинами:

Угол наклона, град.	С	В	Ю	З
10	0,87	1,01	1,17	1,01
20	0,70	1,03	1,35	1,03
30	0,56	1,08	1,56	1,08

Таким образом, в высоких широтах инсоляция северных и южных склонов очень различается, что могло бы способствовать увеличению изрезанности микро- и мезорельефа поверхности ледников при существенном преобладании радиационной составляющей в общих затратах тепла на таяние снега и льда. Однако следует заметить, что и на некоторых ледниках низких широт (например, на Восточном Памире) в определенных условиях погоды избирательная инсоляция наклонных поверхностей влияет на формирование своеобразных форм микрорельефа — "кающихся" (Kotlyakov, Lebedeva, 1974).

Рассеянная, или диффузная, солнечная радиация при безоблачном небе D_0, поступающая на поверхность долинных ледников в горных регионах, определяется большой прозрачностью атмосферы, значительной закрытостью небосвода, а также альбедо окружающих склонов и самого ледника.

По данным многочисленных наблюдений на ледниках Кавказа и Средней Азии, интенсивность D_0 в середине дня составляет 0,10 – 0,12 кал/(см^2·мин) (70 – 84 Вт/м^2), что почти вдвое меньше, чем на равнине. Влияние заснеженных склонов ярко проявилось при актинометрических наблюдениях на седловине Эльбруса. Так, 2 – 4 августа 1959 г. при безоблачном небе около полудня были зафиксированы величины D_0 0,17 – 0,18 кал/(см^2·мин) (119 – 126 Вт/м^2), — в 1,5 раза большие, чем на фирновом поле Эльбруса. Это обусловлено влиянием склонов западной и восточной вершин Эльбруса, покрытых чистым плотным снегом с отполированной поверхностью и служащих хорошим рефлектором как прямой, так и рассеянной радиации.

Но основной фактор, способствующий росту диффузной радиации — это облачность, особенно облака вертикального развития. Например, на ледниках южного склона Эльбруса при нижней облачности 6 – 8 баллов и открытом солнечном диске наибольшая интенсивность рассеянной радиации при облачном небе D_n составляла 0,52 – 0,71 кал/(см^2·мин) (363 – 496 Вт/м^2), а при пасмурном небе и облачности 9 – 10 баллов 0,64 – 0,99 кал/(см^2·мин) (447 – 691 Вт/м^2).

Отношение интенсивности D_n / D_0 в среднем за три летних периода (1958 – 1960 гг.), полученное по наблюдениям на фирновом поле Эльбруса в условиях почти полной открытости горизонта, характеризуется следующими величинами нижней облачности, баллы:

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Открытый диск Солнца	1,4	1,7	2,0	2,3	2,8	3,5	4,5	5,7	6,8	—
Пасмурно	—	—	—	2,8	3,0	4,0	4,8	5,2	5,9	5,5

Таким образом, при облачности 8 – 9 баллов (как при открытом, так и затененном солнечном диске) наблюдается почти шестикратное увеличение диффузной радиации по сравнению с ее значением при безоблачном небе.

Расчеты М.С. Аверкиева (1965) зависимости рассеянной радиации от альбедо ΔD при безоблачном небе для равнинных условий приводятся ниже:

Альбедо	0,0	0,2	0,4	0,6	0,8
ΔD	1,0	1,04	1,09	1,14	1,19

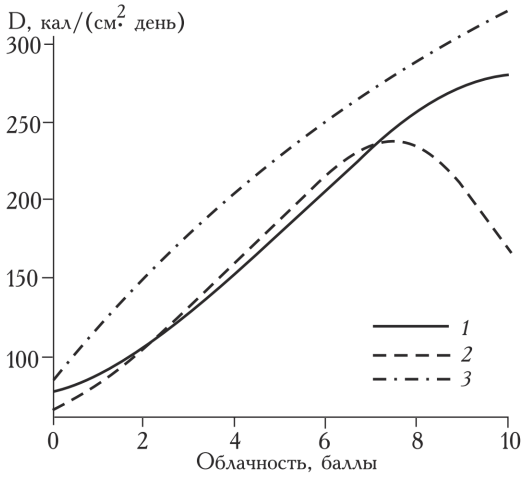


Рис. 1. Зависимость дневных сумм рассеянной радиации от общей облачности в июле — августе. 1 — ледник Медвежий, 2 — ледник Марух, 3 — ледники Федченко, Зеравшанский, Парах

Fig. 1. Dependence of diffusive radiation daily sums on the total cloundiness in July — August. 1 — Medvezhiy Glacier, 2 — Maruch Glacier, 3 — Fedchenko, Zeravshanskiy, Parakh glaciers

В горах возможны и другие соотношения, обусловленные ростом интенсивности прямой солнечной радиации, влиянием заснеженных склонов и другими факторами.

На рис. 1 показана зависимость дневных сумм рассеянной радиации от общей облачности в разных ледниковых районах. По нашим наблюдениям на леднике Медвежий, большая закрытость горизонта, темные склоны хребтов, обращенных к леднику, и низкое альбедо загрязненного льда играют отрицательную роль в поступлении диффузной радиации. Ледники Федченко, Зеравшанский, Парах расположены выше (на этих ледниках наблюдения проводились на уровне 3600 м) и менее затенены горами (Крупнейшие ледники..., 1967). Хорошо видны различия в поступлении рассеянной радиации при облачности более 7 баллов: на Западном Кавказе (ледник Марух) происходит ее значительное сокращение, обусловленное большой мощностью облаков, особенно во фронтальных системах. На Памире, благодаря большей высоте и меньшей толщине облаков нижнего яруса и вертикального развития диффузная радиация возрастает по мере увеличения количества облаков вплоть до 10 баллов (чаще всего с просветами).

Приток суммарной солнечной радиации Q на поверхность ледников определяется теми же факторами, что и прямой и рассеянной, т.е. прозрачностью воздуха, закрытостью горизонта, характером окружающих склонов и облачностью. Но очевидно, что большая часть этих факторов влияет на S_z и D в противоположном направлении, и их относительная роль различна.

Чтобы сопоставить значения D и Q, полученные на отдельных ледниках, в разные периоды и на различных высотах, приведем их для характерных типов погоды (табл. 1.4). Данные этой таблицы позволяют оценить вклад прямой и рассеянной радиации в суммарную при разных условиях облачности. На всех рассматриваемых ледниках происходит существенное уменьшение Q от антициклонального к фронтальному типу, несмотря на рост диффузной радиации при первых трех типах погоды. В итоге значение прямой солнечной радиации в формировании суммарной явно преобладает над рассеянной.

Таблица 1.4

Средние дневные значения рассеянной и суммарной солнечной радиации при разных типах погоды

The mean daily values of diffuse and total solar radiation in some glaciated regions for certain weather types

Ледник	Показатели	кал/см²				МДж/м²			
		A	K_1	K_2	*Ф*	*A*	K_1	K_2	*Ф*
Марух	*D*	81	165	263	181	3,4	6,9	11,0	7,6
	Q	733	630	365	201	30,7	26,4	15,3	8,4
Туюксу	*D*	123	215	239	209	5,2	9,0	10,0	8,8
	Q	691	558	405	226	29,0	23,4	17,0	9,5
Медвежий	*D*	75	181	265	264	3,1	7,6	11,1	11,1
	Q	704	703	558	396	29,5	29,5	23,4	16,6

Таблица 1.5

Соотношение прямой, рассеянной и суммарной солнечной радиации при разных типах погоды, %
Ratio of direct, diffuse and total solar radiation for different weather types, %

Показатели	Ледник	Типы погоды			
		A	K_1	K_2	*Ф*
$S_г$	Марух	100	71	16	3
	Туюксу	100	60	29	3
	Медвежий	100	83	47	21
D	Марух	100	204	325	223
	Туюксу	100	175	194	170
	Медвежий	100	241	352	352
Q	Марух	100	86	50	27
	Туюксу	100	81	59	33
	Медвежий	100	100	79	56

Ниже приводятся данные о соотношении всех трех видов коротковолновой радиации $S_г$, *D* и *Q* на ледниках при разных типах погоды (табл. 1.5).

Для прямой и суммарной радиации наименьшее ослабление (а для *D* — наибольший рост) зафиксировано на леднике Медвежий, что связано, как указывалось выше, с небольшой мощностью облаков, характерной для Памира. Обратная картина наблюдается на леднике Туюксу (большая толщина облаков, редкие просветы) и это приводит к незначительному росту рассеянной радиации при образовании внутримассовой облачности.

Доля рассеянной радиации в суммарной, как нетрудно подсчитать по данным табл. 1.4, колеблется от 0,11 – 0,18 при антициклональном типе погоды до 0,67 – 0,92 при фронтальном.

В большинстве работ, посвященных этому вопросу, приводятся средние за период наблюдений величины прямой, рассеянной и суммарной солнечной радиации, поступающей на поверхность ледника. Так, по обобщенным данным И.М. Лебедевой (1971), на ледниках Тянь-Шаня и Памиро-Алая дневные значения $S_г$ составляют от 270 до 600 кал/см^2 (11,3 – 25,1 МДж/м^2), *D* — от 120 до 245 кал/см^2 (5,0 – 10,3 МДж/м^2), *Q* — от 400 до 700 кал/см^2 (16,8 – 29,3 МДж/м^2). При этом отношение *D*/*Q* меняется от 0,47 на леднике Туюксу при общей облачности 6,3 балла до 0,23 на леднике Витковского (приток ледника Федченко) при средней облачности 4,5 балла.

В упомянутой работе помещен также график связи суммарной радиации с высотой при разной облачности для большой группы ледников Тянь-Шаня и Памиро-Алая. На рис. 2 представлены две кривые для средней за периоды наблюдений облачности 4 – 4,5 и 5 – 6 баллов. Первая зависимость характеризует районы центрального и юго-восточного Памира, вторая — большую часть гор Средней Азии (от Заилийского Алатау до Западного Памира).

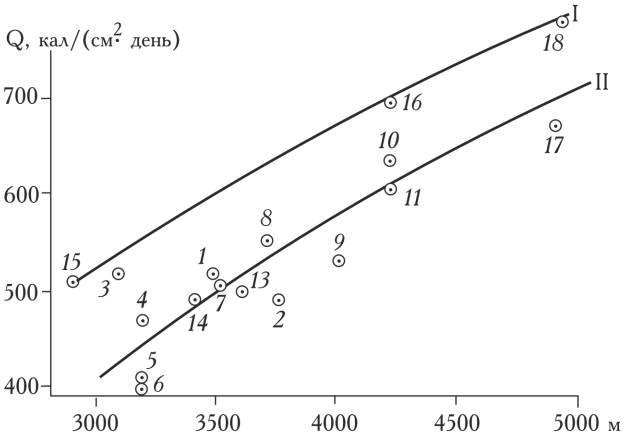


Рис. 2. Связь средних дневных величин суммарной радиации (*Q*) с абсолютной высотой и общей облачностью на ледниках Тянь-Шаня и Памира. I — облачность около 4-х баллов, II — облачность 5–6 баллов. Ледники: 1 — Туюксу (лед); 2 — Туюксу (фирн); 3 — Абая; 4 — Красовского, 1961; 5 — Красовского, 1962; 6 — Красовского, 1963; 7 — Карабаткак; 8 — Ортотер; 9 — Суек; 10 — Дугава; 11 — Ленина, 1964; 12 — Ленина, 1969; 13 — РГО; 14 — Медвежий; 15 — Федченко (лед); 16 — Федченко (метеостанция); 17 — Федченко (фирн); 18 — Витковского (Лебедева, 1971)

Fig. 2. Relationship of main daily total radiation (*Q*) to altitude and total cloudiness on Tien-Shan and Pamirs glaciers. I — cloudiness is about 4 tenths, II — cloudiness is 5–6 tenths. Glaciers: 1 — Tuyuksu (ice); 2 — Tuyuksu (firn); 3 — Abay; 4 — Krasovskiy, 1961; 5 — Krasovskiy, 1962; 6 — Krasovskiy,1963; 7 — Karabatkak; 8 — Ortoter; 9 — Suek; 10 — Dugava; 11 — Lenin, 1964; 12 — Lenin, 1969; 13 — RGO; 14 — Medvezhiy; 15 — Fedchenko (ice); 16 — Fedchenko (weather station), 17 — Fedchenko (firn); 18 — Vitkovskiy

Уместно также привести средние величины рассеянной и суммарной солнечной радиации, измеренные в экзотическом районе оледенения — на леднике Козельский (Камчатка). Наблюдения проводились в июле — августе 1976 г. в фирновой зоне ледника, на высоте 1855 м:

		D	*Q*	*D*/*Q*
кал/см^2	июль	337	549	0,61
	август	210	358	0,58
МДж/м^2	июль	14,1	23,0	–
	август	8,8	15,0	–

Общая облачность за период наблюдений составила в среднем 7 – 8 баллов, и это сказалось на резком увеличении доли рассеянной радиации в общем притоке коротковолновой энергии. Этот факт можно считать характерной особенностью радиационного режима данного региона.

При сравнении зависимости суммарной радиации от облачности в разных районах целесообразно использовать отношение Q_n при данном количестве облаков к ее величине при безоблачном небе Q_0, так как при этом исключается влияние сезонного хода и

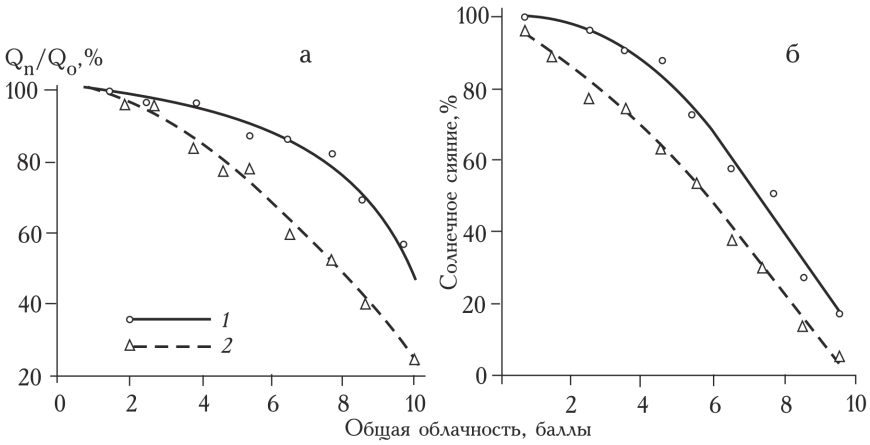


Рис. 3. Зависимость отношения дневных значений суммарной радиации при облачном (Q_n) и безоблачном (Q_0) небе Q_n/Q_0 (а) и продолжительности солнечного сияния (б) от общей облачности. 1 — ледник Медвежий, 2 — ледник Марух

Fig. 3. Dependence of daily total radiation ratio under cloudy (Q_n) and cloudless (Q_0) sky Q_n/Q_0 (a) and sunshine (б) on the total cloudiness. 1 — Medvezhiy Glacier, 2 — Marukh Glacier

различий в закрытости горизонта. Такие данные для ледников Марух и Медвежий приведены на рис. 3. Здесь показана также зависимость относительной величины солнечного сияния от облачности. График позволяет видеть географические различия в притоке солнечной радиации: при одном и том же значении облачности продолжительность солнечного сияния и приток Q на Памире значительно больше; это связано с особенностями формирования облачности в данном районе, о чем говорилось выше.

Поскольку период актинометрических наблюдений на ледниках чаще всего составляет 1 – 2 месяца, важная практическая задача заключается в получении итоговых величин суммарной и поглощенной ледником солнечной радиации за полный период абляции для большого ряда лет. Эмпирические методы расчета суммарной радиации, применяемые в метеорологии (формулы С.И. Савинова, В.Н. Украинцева и др.), в нашем случае неприемлемы, так как мы не располагаем необходимыми данными о длительности солнечного сияния, коэффициенте рассеивания коротковолновой радиации облаками разных видов и т.д.

В основу предлагаемой ниже методики расчета декадных и месячных значений суммарной радиации положена зависимость ее дневных величин при безоблачном небе Q_0 от полуденной высоты Солнца и связь между Q_n/Q_0 и количеством облаков. Эти зависимости были получены нами по результатам актинометрических измерений на леднике Медвежий летом 1972 г. На рис. 4 показан график связи дневных величин суммарной радиации с высотой Солнца в полдень за 13 безоблачных дней. Представленная зависимость выражена весьма отчетливо, а максимальное отклонение от средней линии составляет около 3% дневной суммы Q_0. Недостающая часть кривой была экстраполирована. Затем со средней линии на рисунке были сняты значения Q_0, соответствующие полуденным высотам Солнца в середине каждой пентады.

Дальнейшие расчеты заключались в следующем. По данным измерений были вычислены средние величины Q_n и отношения Q_n/Q_0 по пентадам за весь период наблюдений. Эти отношения использованы для составления графика связи Q_n/Q_0 с общей облачностью (см. рис. 3а). Таким образом мы получили возможность определить средние коэффициенты уменьшения дневных сумм Q_n при разном количестве облаков, не зависящие от сезонного хода суммарной солнечной радиации. С учетом этих коэффициентов была составлена таблица средних дневных величин суммарной радиации при разном количестве облаков за весь период абляции.

Изложенная методика позволила вычислить декадные и месячные величины суммарной солнечной радиации за май — октябрь 1954 – 1973 гг. для района ледника Медвежий по данным наблюдений за облачностью на метеостанции Ледник Федченко, расположенной в 50 км от исследуемого ледника. Ре-

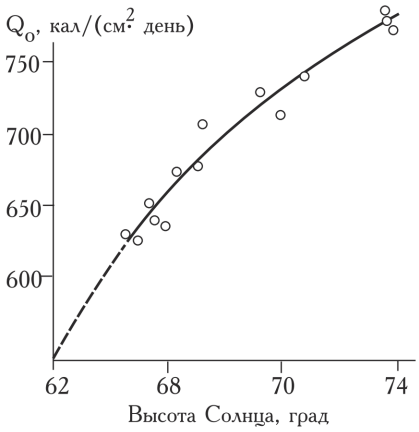


Рис. 4. Связь суммарной солнечной радиации при безоблачном небе (Q_0) с высотой Солнца в полдень, ледник Медвежий

Fig. 4. Relatioship of total solar radiatio under clear sky (Q_0) to the sun elevation in midday, Medvezhiy Glacier

Таблица 1.6

Значения D и Q, кал/(см^2·мин) в равнинных и горных условиях
Values D and Q, cal/(cm^2·min) at plain and mountain conditions

Район наблюдений	D_0, пределы колебаний	D_n,макс.	Q_0, макс.	Q_n,макс.
Среднее для умеренных широт	0,15 — 0,23	—	1,38	1,41
Эльбрус, 3750 м	0,10 — 0,12	0,99	1,60	2,09

зультаты расчетов полностью приведены в работе (Волошина, 1975, с. 68). Следует отметить небольшую межгодовую изменчивость месячных величин (экстремумы ±12%) Q и особенно ее значений за май — октябрь (9 – 10%). Отношение Q_n/Q_0 в отдельные годы менялось от 0,82 до 0,93, что свидетельствует о значительном притоке солнечной радиации по сравнению с возможной в этом регионе.

Детальный анализ радиационного режима равнинной территории СССР, выполненный З.И. Пивоваровой (1977), позволяет сравнить некоторые характеристики, полученные нами в высокогорной зоне Эльбруса, с результатами наблюдений на равнинных станциях. Хотя сопоставление этих данных и не вполне корректно (конкретные величины, полученные за короткие периоды, сравниваются со средними для большого ряда лет), они дают некоторое представление о различиях в поступлении солнечной радиации в высокогорье и на равнине (табл. 1.6).

В обоих случаях (на равнине и в высокогорье) интенсивность рассеянной и суммарной радиации дается для высоты Солнца около 60°. Пределы колебаний D_0 соответствуют высокой и низкой прозрачности атмосферы. Из этих данных видно, что на Эльбрусе, где прозрачность воздуха очень высока, ее колебания мало отражаются на интенсивности D_0. Наибольшие значения Q_n в равнинных условиях наблюдаются при облачности 8 – 9 баллов (*Cu* cong) и незатененном солнечном диске. На Эльбрусе приведенный выше абсолютный максимум Q_n был зафиксирован нами 6 июля 1959 г. при высоте Солнца 61,8°, открытом солнечном диске и облачности 6 баллов (*Cu* cong, *Cu* fr). При этом S_z равнялась 1,37 кал/(см^2·мин), а D_n – 0,72 кал/(см^2·мин).

1.2. Альбедо. Роль летних снегопадов

Альбедо. Большое внимание, уделяемое при расчетах радиационного баланса методике оценки альбедо ледниковой поверхности, определяется по крайней мере тремя обстоятельствами: а) существенной ролью альбедо в балансе коротковолновой радиации; б) значительной изменчивостью его во времени и в пространстве в пределах одного ледника; в) отсутствием оптимальной методики получения среднего альбедо всей поверхности ледника и (или) группы ледников данного географического района.

Из всех видов деятельной поверхности только на ледниках альбедо зависит от множества факторов, совокупное действие которых и обусловливает его пространственно-временну́ю изменчивость. К этим факторам относятся прежде всего изменение увлажненности поверхностного слоя в дневное время суток, связанное с таянием снега и льда; загрязненность пылеватым и мелкоморенным материалом, благодаря чему при погружении его частиц в лед образуются углубления (так называемые “стаканы”), заполненные водой. Это и ручейковый, или плоскостной, сток на поверхности льда, сильно уменьшающий альбедо; радиационная кора таяния, образующаяся при значительном поступлении солнечной радиации; свежевыпавший снег, уплотняющийся со временем; образование на некоторых ледниках наложенного льда в результате перекристаллизации снега и формирования при этом крупных смерзшихся кристаллов; образование инея на поверхности ледника в ночные часы.

К основным факторам, определяющим степень отражения солнечной радиации, следует отнести тип поверхности: снег, фирн или лед, а в пределах одного типа — степень загрязненности или увлажненности, а также появление слоя свежего снега в результате летних снегопадов.

Пространственно-временна́я изменчивость альбедо создает трудности при расчете баланса коротковолновой радиации как в одном пункте, так и, главным образом, для всей поверхности ледника. Стационарные актинометрические наблюдения проводятся, как правило, в одной-двух точках ледника и дают возможность проследить изменение альбедо в течение периода абляции лишь в этих пунктах. Маршрутные измерения с помощью походного альбедометра позволяют измерить альбедо в определенном количестве точек, выбранных случайно или закрепленных на местности. Такие наблюдения проводятся при ясной погоде в околополуденные часы, чтобы уменьшить или исключить ошибки, связанные с суточным ходом альбедо.

Минусы такой методики очевидны: а) трудность проведения работ, особенно при больших размерах ледника, его малой проходимости и значительном перепаде высот; б) субъективность в выборе точек измерений; в) некоторая неопределенность получаемых данных — прибор, помещаемый на высоте около 1,5 м, воспринимает яркость круга под ним радиусом до 10 м; г) в большинстве случаев невозможно четко выделить участки с разными значениями альбедо вследствие постепенного изменения степени загрязненности в фирновой зоне и наличия бесчисленного

множества пятен грязного и чистого, влажного и сухого льда в области абляции ледника, свободной от снега; д) при определении альбедо ледников в высоких широтах на наклонной поверхности возможны большие ошибки при измерении отраженной радиации в тех случаях, когда угол падения лучей значительно отличается от его величины для горизонтальной поверхности; е) при использовании только одного датчика для измерения суммарной и отраженной радиации возможны ошибки в расчете альбедо, возникающие вследствие мгновенных колебаний интенсивности прямой и рассеянной радиации даже в малооблачную погоду — при изменении прозрачности атмосферы или появлении кучевых облаков в начальной стадии их образования, когда они еще не видны наблюдателю невооруженным глазом.

На основании результатов исследований географического факультета МГУ в период МГГ лаборатория аэрофотометодов подготовила Атлас ледников Эльбруса, где среди прочих были представлены карты разных факторов, определяющих условия абляции и, в частности, карта загрязнения поверхности льда. К сожалению, его третий том, содержащий тематические карты, не был издан, но позднее большая часть их вошла в Атлас снежно-ледовых ресурсов мира (1997).

Для составления названной карты использовались аэрофотоснимки и, в первую очередь, снимки тех участков, по которым имелись полевые наблюдения над загрязненностью. Как указывает В.И. Кравцова (1966, с. 39), "...просмотр под стереоскопом на просвет диапозитивов на стекле с тех же аэрофотоснимков дает возможность оконтурить участки льда с различной степенью загрязненности. Необходимо отметить, что границы этих участков не вполне определенны, так как обычно происходит постепенное загрязнение поверхности от зоны фирновой линии к концу ледника, от оси ледника к боковым участкам и к участкам вытаивания морен". В разделе 1.5 методика построения карты альбедо для всей зоны оледенения Эльбруса будет рассмотрена более подробно.

Для больших ледников при необходимости получения альбедо всей поверхности или ее определенных участков (снег, лед) реальным, хотя и сложным в техническом отношении путем представляется регистрация суммарной и отраженной радиации приборами, смонтированными на вертолете или самолете. Для оконтуривания участков с разной степенью загрязненности могут служить фотоснимки с высокой точки хребта над ледником. Подобные работы были проведены А.М. Гринберг (1980, 1982) на ледниках Марух и Абрамова. В основу методики была положена идентификация альбедо по оптической плотности снимка при фиксированных внешних условиях.

В качестве эталонов предельных значений альбедо использовались два полотнища из черного и белого материала размером 5×5 м, которые укреплялись на поверхности ледника. В характерных точках ледника проводились маршрутные альбедосъемки и одновременно со склона фотографировались все площадки в разном масштабе и с различными фильтрами. В определенные дни альбедосъемки по выбранным точкам проводили одновременно и с вертолета, на котором были также установлены датчики для измерения суммарной и отраженной радиации.

В результате обработки данных было зафиксировано достаточно тесное соответствие исследуемых параметров (оптической плотности снимка и альбедо): коэффициенты корреляции для разных маршрутов менялись от 0,87 до 0,98. Автор делает вывод о том, что дистанционные данные об альбедо ледника, полученные с вертолета, дают наиболее правильное представление об отражательной способности на большой площади. Альбедо, рассчитанное с помощью фотоснимков, несколько менее точно, но этот метод позволяет выделить участки с разным значением данного параметра. При определении альбедо по высотным аэро- или космическим снимкам необходимо внесение поправок на прозрачность атмосферы. Поскольку методика таких работ еще мало разработана, среднее альбедо целого ледника или ледникового района, измеренное по снимкам, может использоваться для получения ряда относительных значений, характеризующих степень загрязненности поверхности.

Для оконтуривания участков с разной степенью загрязненности и фиксации границы сезонного снега целесообразна фотосъемка ледника с высокой точки (или нескольких точек) на склоне хребта.

Характерная особенность альбедо ледниковой поверхности — его суточный ход — создает трудности для определения его средней величины за световой день. В фирновой зоне ледника Марух летом 1968 г. (Ледник Марух, 1988) были проведены экспериментальные измерения, цель которых заключалась в оценке метода нахождения истинной величины альбедо. При этом были использованы три способа: а) среднее по наблюдениям в течение всего дня через 30-минутные интервалы; б) среднее из 20 отсчетов в околополуденные часы (11 – 13 час.); в) отношение дневных значений отраженной и суммарной радиации. Все наблюдения осуществлялись в ясную погоду. Результаты приводятся ниже (табл. 1.7).

Как видно из табл. 1.7, полуденные величины альбедо (*б*) регулярно оказывались заниженными на 0,01 – 0,04 по сравнению со средними по учащенным измерениям (*а*). Отношение отраженной радиации к суммарной за день (*в*) практически соответствует среднему значению альбедо, вычисленному через 30-минутные интервалы (*а*). Использование результатов наблюдений через более длительные промежутки времени (1 – 3 часа) дает менее достоверные результаты.

В пасмурную погоду, как показывают результаты наблюдений на многих ледниках (Коновалов, 1972*б*), альбедо оказывается на 5 – 30% выше, чем в ясные дни. Это может быть обусловлено как изменением спектрального состава радиации, так и уменьшением увлажненности поверхности, особенно льда.

Таблица 1.7

Определение среднего за день альбедо разными способами. Ледник Марух, 1968 г.
The measurement of the average daily albedo with different methods. Marukh Glacier, 1968

Альбедо	9.VII	10.VII	18.VII	22.VII	29.VII	6.VIII	Среднее
а	0,48	0,50	0,56	0,52	0,56	0,54	0,53
б	0,44	0,47	0,54	0,48	0,53	0,53	0,50
в	0,47	0,49	0,55	0,51	0,56	0,54	0,52

При изучении альбедо и его практическом использовании для расчетов солнечной радиации, поглощаемой поверхностным слоем ледника (с учетом значительной изменчивости альбедо в пределах ледника и в течение периода абляции), важная задача состоит в качественной оценке отдельных типов поверхности. Во многих гляциологических исследованиях приводятся характерные величины альбедо в зависимости от степени загрязнения и увлажненности разных участков ледника. Наиболее полная сводка и попытка классификации значений альбедо даны в работах В.Г. Коновалова (1969, 1972*а*).

Прежде всего автор (1969, с. 102) формулирует понятие однородной поверхности ледника в период абляции: “Однородными следует считать такие участки поверхности ледников, среднее альбедо которых в течение определенного времени не выходит за пределы характерных значений, присущих данному типу”. Заключение о достаточной характерности предельных и средних величин альбедо разных типов поверхности было сделано автором на основе ряда статистических проработок (с применением коэффициента вариации, критерия Стьюдента и др.). При выделении характерных типов поверхности использовались данные разных исследований и собственные наблюдения автора (всего по нескольким десяткам ледников, в основном Кавказа и Средней Азии). Результаты обработки приводятся в табл. 1.8 (Коновалов, 1972*а*).

Некоторые сомнения вызывают значения альбедо льда под мореной — правильнее было бы назвать его мореносодержащий лед. Наши наблюдения на леднике Медвежий показали, что частично замороженный лед имеет альбедо от 0,08 до 0,14 в зависимости от количества и цвета моренного материала. Резко уменьшается альбедо льда при большом ручейковом и плоскостном стоке талых вод (от 0,18 – 0,20 до 0,10). По нашим наблюдениям в фирновых областях ледника Марух и на южном склоне Эльбруса влажный чистый снег имеет альбедо около 0,50. На леднике Обручева (Полярный Урал) альбедо старого, очень грязного, сильно увлажненного снега равнялось 0,35.

Следует отметить отсутствие в представленной выше классификации такого типа ледниковой поверхности, как наложенный лед. Наши измерения на леднике Сары-Тор во Внутреннем Тянь-Шане показали, что в середине дня, при интенсивном таянии обычного льда, этот лед сухой, и его альбедо составляет 0,50. Сходные величины (0,46) были получены нами и для наложенного льда на леднике Голубина.

Приведенная В.Г. Коноваловым классификация отражает качественные оценки альбедо разных типов поверхности снега и льда, сделанные разными авторами. Эти данные, по нашему мнению, могут использоваться в приближенных расчетах баланса коротковолновой радиации значительных площадей ледника. При визуальном определении степени загрязненности конкретного участка возникают ошибки, связанные с субъективной оценкой, зависящей от альбедо остальной территории. Например, гряз-

Таблица 1.8

Классификация поверхности ледников по степени загрязнения и альбедо
The glaciers surface classification in dependence of pollution extent and albedo

№	Тип поверхности	Альбедо, %		Число пунктов измерений
		среднее	пределы колебаний	
I	лед грязный	17,5	15 – 20	11
II	лед загрязненный	23	21 – 25	11
III	лед слабо загрязненный	29,5	26 – 33	11
IV	лед чистый	38	34 – 42	21
V	старый снег, слабо загрязненный фирн и снег	46,5	43 – 50	17
VI	чистый фирн, влажный снег	58 60	51 – 70	14
VII	чистый сухой снег и свежий сухой фирн со снегом	76	71 – 85	14
VIII	лед под мореной		10 – 14	8

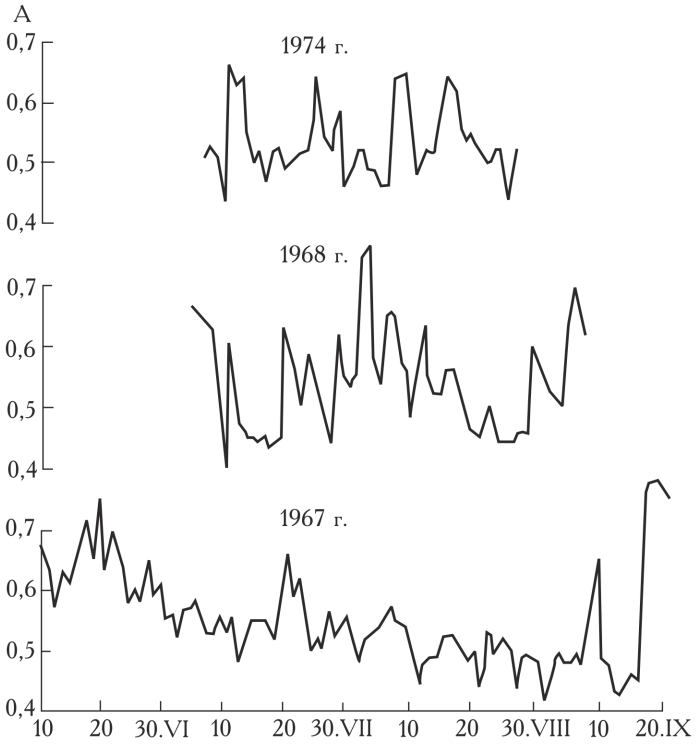


Рис. 5. Изменение альбедо поверхности в фирновой зоне ледника Марух в теплые периоды 1967, 1968 и 1974 гг
Fig. 5. Surface albedo changes in firn zone of Marukh Glacier in the warm periods of 1967, 1968 and 1974

ный лед может иметь альбедо и 0,15, и 0,20, в зависимости от степени загрязненности более чистого льда на соседнем участке.

Трудность использования этой типизации заключается в установлении границ между соседними зонами из-за постепенного изменения степени загрязнения или увлажненности, а также пятнистости отдельных участков. Кроме того, по мере продвижения границы сезонного снега вверх по леднику оконтуривание участков снега и льда с разным альбедо необходимо проводить несколько раз в течение периода абляции.

Тем не менее, в настоящее время это единственный практически доступный и дешевый (по сравнению с использованием самолета или вертолета) способ оценки альбедо всей поверхности ледника.

Для иллюстрации пространственного или временного изменения альбедо некоторых типов поверхности ледников приведем несколько рисунков, построенных по данным наших измерений на ледниках Марух, Обручева и Медвежий. В фирновой зоне ледника Марух (рис. 5) значительные колебания альбедо от одного дня к другому в течение лета связаны с частыми снегопадами и изменением характера погоды, благоприятного или неблагоприятного для таяния снега. Как видно на рисунке, альбедо снега в фирновой зоне в течение периода наблюдений колебалось от 0,75 до 0,40, при этом период таяния свежевыпавшего снега мог меняться от одного до пяти — семи дней.

На рис. 6 представлены результаты альбедосъемки большей части поверхности ледника Обручева (кроме недоступных участков), когда большая часть его еще была покрыта сезонным снегом. Расстояние между точками измерений — около 50 м. Прослеживается постепенное уменьшение альбедо снега сверху вниз по леднику от 0,56 до 0,45 и значительная изменчивость альбедо (от 0,27 до 0,09) участка открытого льда.

На рис. 7 приведены данные учащенных (примерно через 10 – 15 м) альбедосъемок на этом же леднике по двум поперечным профилям 3 и 19 августа 1976 г. (их места отмечены на рис. 1.6). На профиле “*а*” в центре фирновой зоны альбедо старого увлажненного снега менялось от 0,44 до 0,56 (у правого борта загрязненность больше). Измерения 3 августа по профилю “*б*” выполнены в пределах переходной зоны между снегом и льдом, поэтому колебания альбедо здесь наибольшие — от 0,11 до 0,52. На ледниках Полярного Урала в таких зонах часто наблюдаются “снежные болота”, т.е. снег, насыщенный водой, стекающей со склонов при интенсивном таянии. Альбедо этого типа поверхности характеризуется очень низкими значениями — порядка 0,15. Профиль “*в*” на рис. 7 характеризует открытый лед с участками нестаявшего снега (альбедо от 0,23 до 0,45).

И наконец, рис. 8 демонстрирует изменение альбедо в середине лета в области абляции ледника Медвежий по восьми профилям. На рисунке вилно, что, кроме увеличения загрязненности льда у правого борта ледника, никаких закономерностей в пространственном изменении альбедо не наблюдается. Измерения альбедо у закрепленных точек проводились трижды в течение лета и заметных колебаний не зарегистрировано. На этом леднике различия в альбедо

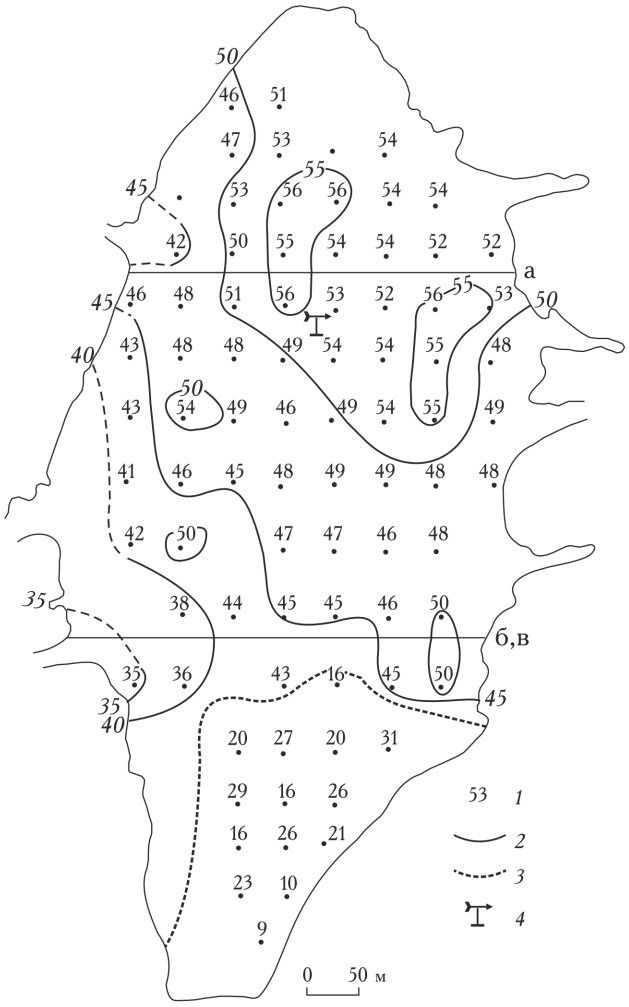


Рис. 6. Распределение альбедо на леднике Обручева 20 июля 1976 г. 1 — величина альбедо, %; 2 — изолинии альбедо; 3 — граница сезонного снега; 4 — метеоплощадка; а, б, в — профили учащенной альбедосъемки (см. рис. 1.7)

Fig. 6. Distribution of albedo on Obruchev Glacier 20 July, 1976. 1 — albedo values, %; 2 — albedo isolines; 3 — season snow line; 4 — meteorological site; а, б, в — profiles of heightened albedo measurements (see Fig. 1.7)

его отдельных участков связаны прежде всего с мезорельефом. На выпуклых формах — холмах, имеющих высоту 3 – 6 м и диаметр основания несколько десятков метров, альбедо больше, чем в понижениях между ними и на горизонтальных участках, так как моренный материал, особенно тонких фракций, смывается и перемещается в понижения рельефа. Кроме того, в понижениях хорошо выражен ручейковый сток. Эти факторы и определяют пятнистость альбедо и отсутствие пространственных закономерностей в его изменении.

П.А. Черкасов (1976) разработал методику определения альбедо для большей части ледника Шумского в Джунгарском Алатау, в основу которой положены результаты многочисленных альбедосъемок по поперечным профилям в закрепленных точках в течение летних периодов 1969 – 1973 гг. и одновременные наблюдения на двух стационарных площадках (на льду и в фирновой зоне). По данным альбедосъемок были построены карты “мгновенных” значений альбедо, а затем на основе их средних величин в данном высотном интервале — графики изменения альбедо с высотой для разных дат, характеризующие полный диапазон изменения альбедо в течение периода абляции. В работе (Черкасов, 1976, с. 117, рис. 3) зависимость альбедо от высоты выражена 14 кривыми в натуральном и сглаженном виде, соответствующими разным датам проведения альбедосъемок. Выше 3700 м семейство кривых экстраполировано до высшей точки ледника. Такая номограмма позволяет получить среднюю величину альбедо на любом высотном уровне, где его измерения не проводились, по альбедо на постоянно действующей станции, расположенной в пределах ледника.

Роль летних снегопадов. Немногочисленные работы, посвященные этому вопросу (Лосева, 1964; Тронов, 1964; Лебедева, 1970; Ушнурцев, Сокальская, 1991), позволяют описать подходы отдельных авторов к изучению этой непростой гляциометеорологической проблемы и методы, использованные ими для количественной оценки влияния летних снегопадов на абляцию ледников в разных районах.

Очевидно, что наиболее важным следствием выпадения свежего снега на леднике служит увеличение альбедо его поверхности, особенно значительное в области абляции. Как правило, после прохождения фронта, сопровождаемого обильными снегопадами, наступает холодная солнечная погода, и “недобор”

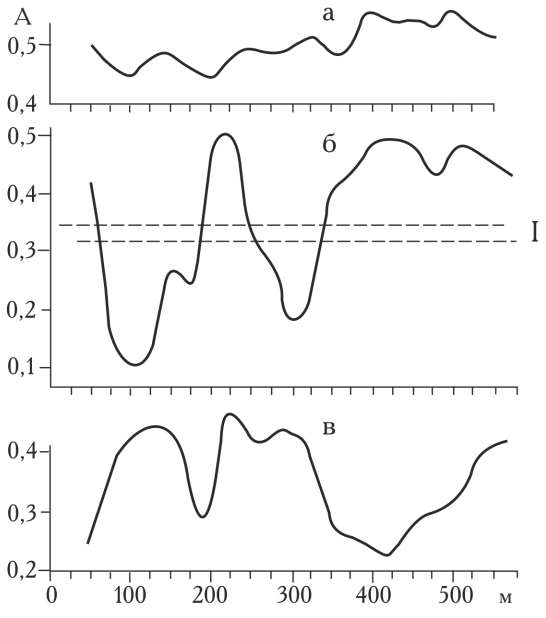


Рис. 7. Изменение альбедо поверхности ледника Обручева по поперечным профилям. а, б — 3 августа 1976 г.; в — 19 августа 1976 г. (положение профилей см. на рис. 1.6); I — граница сезонного снега

Fig. 7. Albedo changes of Obruchev Glacier surface at cross-profiles. а, б — 3 August, 1976; в — 19 August, 1976 (profiles position see at Fig. 1.6); I — season snow line

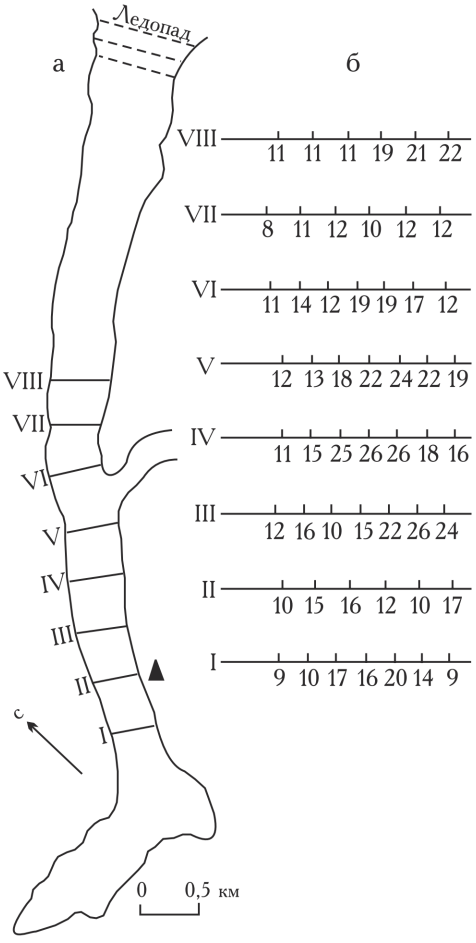


Рис. 8. Ледник Медвежий: а — восемь профилей для измерения абляции льда и альбедо; б — средние значения альбедо у реек на этих профилях. Треугольником обозначен пункт актинометрических и метеорологических наблюдений

Fig. 8. Medvezhiy Glacier: a — eight profiles for measuring of ice ablation and albedo; б — mean albedo near stakes at these profiles. The point of actinometric and meteorological observations is showed with triangle

поглощенной радиации наиболее существенен. В зависимости от количества выпавших твердых осадков свежий снег может сохраняться на леднике от 1 – 2 до 10 и более дней. На окружающих каменистых склонах снег стаивает значительно быстрее, на леднике же велико стабилизирующее влияние холодной поверхности. Положительная роль свежевыпавшего снега в сохранении массы ледника возрастает во второй половине лета, когда значительная часть ледника освобождается от сезонного снега.

В гляциологическом аспекте роль летних снегопадов значительно шире: а) вместо таяния происходит аккумуляция вещества на леднике, т.е. в течение определенного периода текущий баланс массы становится положительным; б) при таянии свежего снега сохраняется масса старого снега и льда; в) при обильных снегопадах граница сезонного снега опускается до конца ледника и требуются большие затраты тепловой энергии для достижения ее предшествующего положения; г) сокращается реальная продолжительность периода абляции; д) в ряде районов после снегопадов образуется наложенный (инфильтрационно-конжеляционный) лед, препятствующий благодаря своему высокому альбедо таянию основного льда.

Летние снегопады наиболее характерны для ледниковых районов с весенне-летним максимумом осадков (например, Алтай, Тянь-Шань). Некоторые исследователи подчеркивают, что летние снегопады служат одной из важных черт климата, обусловливающих существование многих ледников. Особенно ярко влияние этого феномена проявляется во Внутреннем Тянь-Шане, где ледники располагаются в основном выше 4000 м и практически все осадки выпадают в твердом виде, благодаря чему в фирновых зонах летом наблюдается положительный баланс массы, т.е. накопление преобладает над абляцией.

Для количественной оценки влияния летних снегопадов на абляцию ледника существуют разные методы. Так, М.В. Тронов (1964) предложил использовать три различных способа: 1) расчет потери тепла из-за увеличения альбедо с учетом влияния пониженных температур; 2) учет фактического сокращения периода абляции вследствие перерывов в летнем таянии; 3) гидрометрические измерения, учитывающие изменение водности вытекающих из ледника потоков по сравнению с обычными условиями.

В качестве примера М.В. Тронов приводит расчет сокращения абляции на леднике Актру летом 1957 г. Благодаря обильному снегопаду период абляции закончился на 18 – 20 дней, т.е. на 20% раньше обычного. Суточное стаивание в августе — сентябре составляло, как правило, 3 см слоя льда за день, следовательно, ледниковый язык сохранил около 60 см, что соответствовало примерно 15% сезонной абляции. При таком способе расчета фактически учитывается суммарное влияние альбедо, низких температур и “защитного” действия снежного покрова.

Другой способ заключался в учете лишь сокращения поглощенной радиации, равном примерно 3500 кал/см^2 (146,6 МДж/м^2), или 43 г/см^2 нестаявшего льда. Очевидно, что это число неполно характеризует влияние снегопада на абляцию льда. Автор отмечает, что оба метода подсчета весьма приближенны.

По данным И.А. Лосевой (1964), летом 1962 г. в фирновой зоне на южном склоне Эльбруса общее сокращение периода таяния за счет снегопадов составило 71 день (из 120, т.е. почти 60%). В течение этого времени область питания была покрыта свежим снегом и таял только этот снег, что соответствует сохранению 190 г/см^2 зимнего снега и фирна. Реально за период абляции 1962 г. стаяло всего 140 г/см^2 . При отсутствии летних снегопадов абляция составила бы 330 г/см^2 , т.е. в 2,4 раза больше фактической.

В работе (Ушнурцев, Сокальская, 1991) подробно анализируется повторяемость летних снегопадов разной интенсивности и изменение количества выпадающих твердых осадков с высотой на леднике Сары-Тор во Внутреннем Тянь-Шане. Слабые снегопады (1 – 3 мм на метеостанции Тянь-Шань) дают малый

прирост снега, но играют большую роль как в изменении альбедо, так и в формировании баланса массы вследствие их частой повторяемости (свыше 60 – 80 случаев, или 2/3 всех снегопадов за июль — август). Высотный градиент свежевыпавшего снега в этих случаях составляет всего 0,5 мм на 100 м высоты. При средних снегопадах градиент возрастает до 2,5 мм на 100 м в нижней части ледника (3900 – 4200 м) и до 3,3 мм выше 4300 м. Снегопады этого типа наблюдаются реже предыдущих (10 – 12 случаев), но их вклад в общее снегонакопление возрастает до 36% суммы летних осадков, а более длительный процесс таяния свежего снега существенно замедляет абляцию. Сильные снегопады (более 8 мм) встречаются редко (6 – 10 случаев за лето), но они дают до 25% осадков, а высотный градиент достигает 8 мм на 100 м высоты. Очевидно, что они в наибольшей степени способствуют сохранению массы ледника.

Г.Е. Глазырин (1974) предложил метод расчета количества твердых осадков, основанный на использовании данных сети метеорологических станций. Были составлены графики связи среднего количества осадков за период с осадками, числа дней с осадками и длительности периода без осадков с их месячной суммой по четырем метеостанциям Памиро-Алая в диапазоне высот от 800 до 3850 м. Получены уравнения кривых, связывающие названные параметры. Фазовое состояние осадков определялось по методу, предложенному Г.Е. Глазыриным ранее (1970). Располагая данными о продолжительности осадков и количестве выпавшего снега, полученными описанным выше способом, далее можно использовать энергетические характеристики, либо рассчитать фактическое уменьшение периода абляции, как это сделано в упомянутых работах М.В. Тронова и И.А. Лосевой.

Очевидно, что описанные методы позволяют сделать лишь приближенные расчеты. В целом же проблема количественной оценки влияния летних снегопадов на абляцию ледников не может считаться решенной.

1.3. Проникновение солнечной радиации в снег и лед

Известно, что по отношению к коротковолновой радиации снег и лед представляют собой полупрозрачную среду, а поверхность ледника поглощает полностью лишь длинноволновую радиацию, в основном более 6 мкм. Солнечная энергия в видимой части спектра проникает на определенную глубину в зависимости от структуры, степени загрязнения, увлажненности, высоты Солнца, условий погоды и других факторов. Этот вопрос изучен мало, хотя отдельные экспериментальные исследования проводились еще в 40 – 50-х годах и в Альпах, и в нашей стране.

Поскольку перечисленные выше условия проникновения и рассеивания солнечной радиации в толще ледника сильно различаются даже на небольшом расстоянии (в основном в зависимости от структуры и увлажнения участка), приводимые ниже данные отдельных авторов не следует рассматривать как репрезентативные, характерные для данного типа поверхности. Кроме того, большое значение для получаемых результатов имеет методика измерений: тип и размеры прибора, его установка в траншее, время измерений, точность отсчетов и другие причины.

Наиболее длительная серия измерений радиации, проникающей в лед, для различных условий погоды и в разные часы суток была выполнена летом 1960 г. на леднике МГУ на Полярном Урале (Оледенение Урала, 1966). Альбедо, измеренное на поверхности льда, составляло около 0,40. В качестве датчика использовался пиранометр Янишевского, имеющий стеклянную полусферу для защиты термобатарей, что может служить источником погрешностей, связанных с его установкой во льду. Но так как для каждого типа погоды (ясная, переменная, пасмурная) было проведено соответственно 68, 66 и 38 измерений, погрешность осредненных величин, по оценке авторов, составляла 3%. Средние значения солнечной радиации, проникающей на разные глубины, представлены в табл. 1.9.

Таблица 1.9

Радиация, проникшая на разную глубину в поверхностный слой ледника (в % от всей поглощенной радиации)
Penetrated solar radiation on the different depths under glacier surface (in % of all absorbed radiation)

Погода	Глубина,	Часы суток					
	см	8	10	12	14	16	18
	46	46	47	47	42	47	
Ясная	10	27	27	21	29	25	33
	20	19	19	13	18	17	20
	50	8	8	7	9	8	7
	76	75	54	50	57	43	
Переменная	10	48	50	37	36	38	29
	20	27	28	24	25	24	29
	50	9	8	8	10	10	10
	75	67	75	67	67	100	
Пасмурная	10	67	50	58	47	55	75
	20	17	42	42	26	36	50
	50	8	16	16	11	18	25

Наименее прозрачным оказывается верхний 5-сантиметровый слой льда, особенно в ясную погоду. Прозрачность льда уменьшается в утренние часы и при переменной облачности, когда суммарная радиация наполовину состоит из рассеянной. Этот факт связан с изменением структуры льда и его влажности.

Для количественной оценки степени прозрачности льда на основе данных, полученных на леднике МГУ, был рассчитан коэффициент экстинкции, или ослабления, по формуле:

$$Q_z = Q_0 \, e^{-Kz}, \qquad (1.2)$$

где Q_z — интенсивность проникающей радиации на глубине z, Q_0 — интенсивность поглощенной радиации на поверхности, е — основание натуральных логарифмов, K — коэффициент экстинкции.

Как видно из табл. 1.10, в утренние и вечерние часы, а также при пасмурной погоде верхний 5-сантиметровый слой ледника оказывается таким же прозрачным, как и нижележащие слои. Днем в ясную погоду на глубине 5 см коэффициент К на 67% больше его значения на глубине 10 см.

К радиационным свойствам льда относится и правильный суточный ход прозрачности его верхнего слоя в ясную погоду. Этот факт можно объяснить следующим образом. Структура льда, наличие воздушных включений в значительной мере зависят от его плотности. При радиационном таянии с уменьшением плотности льда возрастает ослабление проходящей через него солнечной радиации, вызванное ее дополнительным рассеиванием на стенках пузырьков воздуха. В соответствии с правильным суточным ходом суммарной радиации внутриледное таяние в первой половине дня возрастает, а после полудня замедляется, однако разрыхление не прекращается. Так образуется радиационная кора таяния, которая в течение дня разрушается с поверхности потоком турбулентного тепла и конденсацией и в то же время образуется заново вследствие проникновения в верхние горизонты солнечной радиации. Таким образом, в малооблачную погоду сохраняется поверхностный слой белого разрыхленного льда. Увлажненность этого слоя также имеет дневной ход — во второй половине дня радиационная кора таяния обычно “обезвоживается” и становится более прозрачной. Следовательно, влияние влажности льда на его прозрачность столь же значительно, как и влияние его структуры.

При погоде с переменной облачностью толщина рыхлого слоя не так велика, и соответственно уменьшается его водоудерживающая способность. Поэтому прозрачность верхнего 5-сантиметрового слоя оказывается большей, чем в ясные дни.

При пасмурном небе и выпадении дождей поверхность ледника становится гладкой, монолитной, радиационная кора таяния не образуется и прозрачность верхних слоев льда оказывается наибольшей. В такие периоды до глубины 50 см доходит около 15% радиации, в то время как в ясную и переменную погоду — лишь 8%.

При измерениях проникающей радиации в ясную погоду было отмечено образование двух типов коры таяния в зависимости от направления турбулентного потока влаги. При высоких значениях температуры и влажности воздуха, т.е. в условиях, благоприятных для конденсации, верхний слой льда подвергается сильному разрушению, становится сыпучим, сходным с фирном. При более низких значениях температуры и влажности воздуха менее 6,1 гПа (т.е. в условиях, благоприятных для испарения) таяние льда с поверхности снижается, а радиационная кора становится более твердой и достигает наибольшей толщины (около 6 см). Плотность льда в разных условиях меняется от 0,4 – 0,6 у поверхности до 0,8 г/см^3 на глубине 10 см.

На ледниках Федченко и Зеравшанский измерения солнечной радиации, проникающей в снег, фирн и лед, проводились Б.П. Кароль в 1958, 1959 и 1963 гг.

Таблица 1.10

Коэффициент ослабления *K* на различных глубинах при разных условиях погоды, см$^{-1}$
The extinction coefficient *K* on the different depths for different weather conditions, cm^{-1}

Погода	Глубина, см	Часы суток					
		8	10	12	14	16	18
Ясная	5	0,11	0,11	0,18	0,12	0,09	0,08
	10	0,06	0,06	0,06	0,07	0,06	0,05
	20	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04
	50	0,02	0,02	0,02	0,01	0,01	0,03
Переменная	5	0,10	0,10	0,08	0,06	0,07	0,08
	10	0,07	0,07	0,07	0,05	0,05	0,06
	20	0,05	0,05	0,05	0,04	0,04	0,05
	50	0,02	0,02	0,04	0,04	0,04	0,03
Пасмурная	5	0,05	0,03	0,04	0,06	0,05	0,04
	10	0,05	0,03	0,04	0,05	0,04	0,04
	20	0,05	0,03	0,04	0,04	0,04	0,04
	50	0,05	0,03	0,04	0,02	0,02	0,04

(Кароль, 1960, 1962; Крупнейшие ледники.., 1967) с помощью так называемого "подводного" пиранометра Янишевского, термобатареи которого смонтированы в массивном (22 см в диаметре, 8 см толщиной) корпусе, герметически закрытом плоским стеклом. В 1961 г. Ю.Д. Янишевский сконструировал для подледных измерений другую модель пиранометра в виде узкой трубки длиной 20 см и диаметром 1,8 см, использованную в 1963 г.

Как отмечает Б.П. Кароль, радиация, проникшая в толщу снега или льда, изменяет свой спектральный состав: ультрафиолетовые и инфракрасные части спектра, близкие по длине волны к световым, поглощаются уже в поверхностном слое. До значительной глубины доходят зеленовато-синие лучи, обладающие большей проникающей способностью. Радиация, выходящая обратно на поверхность, состоит почти исключительно из лучей видимой части спектра. Прозрачность льда для прямой солнечной радиации зависит прежде всего от его структуры и от вкрапленных в массу льда пузырьков воздуха. В оптически однородном льде солнечные лучи, проходящие через его толщу, испытывают только поглощение. Если же в массе льда встречаются трещины, пузырьки воздуха, то солнечная радиация рассеивается, и проницаемость льда для радиации уменьшается. Для рассеянной радиации лед служит более прозрачной средой, так как в этом случае меньше, чем при прохождении прямой радиации, сказывается влияние отражения радиации от стенок трещин и пузырьков внутри льда.

По определению Б.П. Кароль, "... Отношение интенсивности потока, вышедшего из определенного слоя среды, к интенсивности потока суммарной радиации, пришедшей на поверхность, дает так называемое альбедо толщи". (Крупнейшие ледники.., 1967, с. 156 – 157). Ниже приводятся данные об альбедо толщи, измеренном на леднике Федченко (4000 м) в августе 1958 г. для снега, фирна и льда (%):

Снег	Фирн	Лед
$A_0 = 1{,}3$	$A_0 = 1{,}3$	$A_0 = 5{,}1$
$A_{11} = 0{,}7$	$A_{11} = 0,$	$A_{21} = 1{,}0$
$A_{13} = 0{,}5$	$A_{14} = 0{,}3$	$A_{40} = 0{,}7$
$A_{18} = 0{,}2$	$A_{17} = 0{,}2$	$A_{68} = 0{,}6$
$A_{33} = 0{,}04$		$A_{118} = 0{,}3$

A_0, A_{11}, A_{13} — означает альбедо на соответствующей глубине в см.

Величина альбедо толщи, равная 1%, наблюдалась на глубине 4, 5 и 21 см, соответственно для фирна, снега и льда. Полученные данные, как отмечает автор, нельзя принимать в качестве абсолютных. Они лишь характеризуют разные горизонты одного и того же участка ледника одновременно и при одинаковых условиях погоды.

Для сравнения проникающей способности радиации на разных участках были вычислены отношения интенсивности радиации, поступившей на поверхность (за вычетом отраженной) $Q_в$ и прошедшей на определенные глубины в снег, фирн и лед $Q_п$.

	Глубина, см	$Q_п / Q_в$, %
Снег ($d = 0{,}11$; $A = 0{,}57$)	3	20,2
	5	7,8
	10	5,1
	25	3,3
	40	2,1
	55	1,5
Фирн ($d = 0{,}57$; $A = 0{,}35$)	3	8,0
	6	6,2
	9	2,9
Лед ($d = 0{,}90$; $A = 0{,}37$)	12	4,2
	32	1,9
	60	1,9
	110	1,1
	130	1,7

В скобках указаны плотность d в г/см^3 и альбедо. Некоторое несоответствие отношения $Q_п/Q_в$ для льда на больших глубинах связано с постепенным увеличением альбедо поверхности в результате таяния очищенного от загрязняющих частиц верхнего слоя льда.

Приведенные выше данные показывают, что свежий снег в верхнем трехсантиметровом слое задерживает около 20% вошедшей радиации, фирн — лишь 8%, лед прозрачен по крайней мере до 130 см.

Коэффициент ослабления радиации был рассчитан иным способом, чем на Полярном Урале, а именно, как отношение потоков радиации, пришедшей на два последовательных уровня z_1 и z_2, к разности $z_2 - z_1$. Для снега этот параметр колебался от 0,53 в слое 0 – 3 см до 0,08 для всего слоя измерений 0 – 40 см. Фирн характеризовался коэффициентом экстинкции 0,77 в слое 0 – 3 см и 0,40 в слое 0 – 9 см. Для льда этот показатель составил 0,24 в слое 0 – 13 см и 0,04 в слое 0 – 110 см.

Результаты детальных исследований, проведенных на леднике Вавилова на Северной Земле (Аверьянов, Назаров, 1985) для условий свежевыпавшего и фирнизованного снега, при альбедо от 0,95 до 0,70, вряд ли могут быть распространены на горные ледники умеренных широт. Однако отдельные выводы заслуживают внимания с учетом того, что на арктических ледниках поверхностный слой снега характеризуется иной структурой и альбедо.

Измерения проводились в летние периоды 1979 и 1981 гг. с помощью специального термоэлектрического датчика, чувствительность которого почти на порядок выше, чем у стандартного пиранометра Янишевского. Кварцевые стекла, закрывающие датчики, пропускают лишь видимую часть спектра солнечной радиации. Некоторое сомнение вызывают большие величины альбедо толщи (40 см) и его соотношение с альбедо поверхности снега при разных значениях последнего:

Альбедо поверхности	0,95	0,90	0,85	0,80	0,75	0,70
Альбедо толщи	0,01	0,04	0,11	0,17	0,22	0,27

От характеристик снега (плотности, структуры и влажности) в значительной степени зависит отражение, поглощение и рассеяние солнечной радиации в его толще. Так, свежевыпавший снег ненарушенной структуры при альбедо 0,95 поглощает 83%, а рассеивает 17% поступившей на его поверхность радиации. Мокрый фирнизированный снег с альбедо 0,67 – 0,70 рассеивает практически столько же, сколько и поглощает. В целом же для свежевыпавшего снега ненарушенной структуры (A=0,95) ослабление радиации на 90% происходит в слое 2 см, для увлажненного средне- и крупнозернистого снега с альбедо 0,70 – 0,75 — в слое 30 – 35 см.

Заключая рассмотрение результатов измерений радиации, проникающей в снег и лед, в разных географических районах, следует еще раз обратить внимание на различие полученных материалов и выводов, связанное как с разнообразием типов поверхностного слоя ледников, так и с методикой наблюдений и обработки, что не дает возможности сопоставить приводимые данные между собой.

Необходимо подчеркнуть, что альбедо, определенное стандартными расчетами как отношение отраженной солнечной радиации к суммарной, условно отнесенных к поверхности, включает в себя отражение тонкого поверхностного слоя и альбедо толщи. Слой ледника, куда проникают солнечные лучи, может достигать глубины от 20 до 120 см в зависимости от плотности, структуры, увлажненности, наличия воздушных пузырьков, загрязняющего материала, условий погоды, времени суток и других факторов. Влияние проникающей радиации заключается в образовании “коры таяния”, т.е. разрыхления приповерхностного слоя льда, и в прогревании верхнего слоя снега, фирна или льда в утренние часы, что способствует более раннему началу дневного таяния.

1.4. Поглощенная солнечная радиация. Эффективное излучение. Структура радиационного баланса

Существует две группы факторов, определяющих радиационный баланс ледниковой поверхности в горных районах. Одна из групп обусловлена характерными чертами этой поверхности, резко отличающими ее от других видов, а именно: а) сравнительно высокими величинами альбедо и его изменчивостью во времени и в пространстве; б) относительным постоянством температуры поверхности ледника и верхней границей ее повышения (0 °С). Другая группа факторов — метеорологические условия, определяемые циркуляцией атмосферы, т.е. видом синоптических процессов, происходящих в тех или иных барических системах. При этом для радиационного баланса ледников непосредственное значение имеют в основном знак адвекции, облачность и осадки.

В числовом выражении радиационный баланс можно представить по-разному: во-первых, как величину радиационных потоков, направленных к подстилающей поверхности и от нее; затем — как сумму положительных и отрицательных значений или коротковолновых и длинноволновых компонентов, и наконец, как количество радиационного тепла отдельно за день и за ночь (определяемые восходом и заходом Солнца), а также в целом за сутки. Очевидно, что различное представление данных в литературе затрудняет сопоставление результатов, полученных на отдельных ледниках.

Напомним, что величина поглощенной радиации, или баланса коротковолновой радиации $B_к$ зависит от поступления прямой и рассеянной солнечной радиации и альбедо поверхности. В свою очередь, прямая и рассеянная радиация определяется прозрачностью воздуха, облачностью, закрытостью горизонта и характером склонов, обращенных к леднику. Альбедо ледниковой поверхности зависит от ее вида (старый снег, фирн, лед, свежий снег), загрязненности и увлажненности. Эффективное излучение $E_{эф}$, или баланс длинноволновой радиации $B_д$ ($E_{эф} = -B_д$), определяется главным образом температурой подстилающей поверхности и нижнего слоя атмосферы (около 500 м), содержанием влаги в воздухе, облачностью, а также характером распределения температуры в приледниковом слое воздуха — наличие инверсии над ледником уменьшает потери тепла длинноволновым излучением. Из сказанного выше ясно, насколько сложны связи радиационного баланса с отдельными метеорологическими элементами, погодой и синоптическими процессами.

Поскольку основные закономерности изменения на ледниках баланса коротковолновой радиации $B_к$ и полного радиационного баланса B зависят от одних и тех же факторов (эффективное излучение составляет лишь незначительную долю B), характерные величины $B_к$ и B целесообразно рассмотреть совместно, что и будет сделано при анализе структуры радиационного баланса. Здесь мы представим лишь общую зависимость $B_к$ от суммарной солнечной радиации за день и альбедо для разных сочетаний названных параметров (табл. 1.11).

Таблица 1.11

Зависимость $B_к$ (кал/см^2) от суммарной солнечной радиации и альбедо

Relationship between $B_к$ (cal/cm^2) and total radiation and albedo

Альбедо	Суммарная радиация, кал/см^2			
	800	600	400	200
0,80	160	120	80	40
0,60	320	240	160	80
0,40	480	360	240	120
0,20	640	480	320	160

Приведенные данные о $B_к$ свидетельствуют о том, что относительное влияние альбедо на величину поглощенной деятельным слоем солнечной радиации тем больше, чем выше альбедо и суммарная радиация. Эффективность влияния альбедо A на поглощенную радиацию и таяние пропорциональна величине 1 — A. Так, при уменьшении альбедо от 0,80 до 0,60 при любом значении Q величина $B_к$ растет вдвое, а при изменении A от 0,40 до 0,20 — в 1,3 раза. Если же рассматривать крайние значения альбедо, то различия в поглощенной радиации будут еще более существенными. Например, при росте альбедо от 0,80 до 0,90 $B_к$ уменьшается вдвое, в то же время при изменении альбедо от 0,10 до 0,20 поглощенная радиация изменяется лишь на 9%.

Известно, что эффективное излучение представляет собой разность собственного излучения подстилающей поверхности $E_п$ и противоизлучения атмосферы, направленного вниз, $E_а$. При актинометрических наблюдениях параметр $B_д$ (или $E_{эф}$) измеряется балансомером только в темное время суток, в дневные часы он вычисляется как остаточный член из уравнения радиационного баланса. Его значение мало по сравнению с компонентами баланса коротковолновой радиации и включает погрешности их измерений. Это один из источников ошибок расчета величин $B_д$. Другой источник состоит в том, что переводной множитель балансомера определяется путем сравнения с данными актинометра, измеряющего прямую солнечную радиацию. В то же время известно, что чувствительность балансомера к длинноволновой радиации меньше, чем к солнечной. Так, по данным З.А. Логиновой и Ю.Д. Янишевского (1955), ночью при значениях $E_{эф}$ меньше 0,08 кал/(см^2·мин) (56 Вт/м^2) погрешность балансомера составляет 30 – 35%, при более высокой интенсивности она уменьшается до 15 – 20%, т.е. имеет место недоучет $E_{эф}$.

Существует несколько косвенных методов расчета излучения атмосферы и баланса длинноволновой радиации, основанных на зависимости этих параметров от температуры и влажности воздуха, а также облачности, и применимых в той или иной степени к горно-ледниковым бассейнам при длительном периоде осреднения. Подробнее этот вопрос рассмотрен в работе (Волошина, 1966*а*).

Как указывалось выше, поверхность ледника отличается важным свойством, проявляющимся в летний период, а именно, почти неизменным значением длинноволнового излучения, обусловленным нулевой или близкой к ней температурой подстилающей поверхности. Кроме того, снег излучает энергию почти как абсолютно черное тело (коэффициент излучения 0,95 – 0,99). Поэтому легко подсчитать потери тепла $E_п$: при 0 °С они выражаются величиной 0,46 кал/(см^2·мин) (320 Вт/м^2), или около 660 кал/(см^2·сут) (27,6 МДж/м^2).

Противоизлучение атмосферы, зависящее от ее температуры и абсолютной влажности, существенно возрастает при наличии облачности, особенно облаков вертикального развития. Как уже упоминалось, отепляющее воздействие оказывает на поверхность ледника и инверсионное распределение температуры воздуха в нижнем приледниковом слое. Представление о величинах излучения разных видов деятельной поверхности и противоизлучения атмосферы дает табл. 1.12.

Как видно из приведенных данных, величины $E_п$ и $E_а$ имеют тот же порядок, что и приток суммарной солнечной радиации, а рост $E_{эф}$ с высотой происходит в основном вследствие уменьшения противоизлучения атмосферы.

По-видимому, в изменении эффективного излучения с высотой в высокогорных районах решающую роль играет облачность, следующие за ней факторы — температура и влагосодержание атмосферы. Данные об $E_{эф}$ за ясные и малооблачные дни (Эльбрус, ледник Федченко) показывают, что существует тенденция к увеличению эффективного излучения с вы-

Таблица 1.12

Эффективное излучение в зависимости от характера деятельной поверхности. Суточные величины
Effective radiation depending on ground surface character. Mean daily values

Пункт наблюдений, абс. высота, м	кал/см^2			МДж/м^2		
	$E_п$	$E_а$	$E_{эф}$	$E_п$	$E_а$	$E_{эф}$
Ледник Федченко*						
Снег, 4880	561	351	210	23,5	14,7	8,8
Лед, 3600	608	510	98	25,5	21,4	4,1
Морена, 2920	801	594	207	33,6	24,9	8,7
Южный склон Эльбруса**						
Снег, 3750	610	420	190	25,6	17,6	8,0
Лед, 3360	622	524	98	26,1	22,0	4,1
Лед, 2810	635	555	80	26,6	23,3	3,3

* При незначительной облачности. Данные М. Хесса (1960) в августе — сентябре 1957 г.
**При безоблачном небе, июль — август 1958 – 1960 гг.

сотой до определенного уровня, соответствующего средней высоте хребтов в данном районе: для Эльбруса это 4000 м, для Центрального Памира — более 5000 м. Эпизодические наблюдения на разных ледниках Эльбруса при безоблачном небе в интервале высот от 2600 до 5300 м показали, что интенсивность $E_{эф}$ в ночные часы меняется в пределах от 0,08 до 0,13 кал/(см^2·мин), причем максимум – 0,13 кал/(см^2·мин) был зафиксирован на высоте 3750 м; выше, до уровня 5300 м, величина $E_{эф}$ уменьшается до 0,11 кал/(см^2·мин). На ряде ледников Средней Азии (Федченко, Парах, Зеравшанский) возрастание $E_{эф}$ с высотой от 3600 до 4900 м в ясные дни достигало 20% (Крупнейшие ледники.., 1967).

При наличии облаков, особенно нижнего яруса и вертикального развития, баланс длинноволновой радиации существенно уменьшается и стремится к нулевым значениям, а в ряде случаев становится положительным членом радиационного баланса. В качестве характерного примера зависимости $B_д$ от облачности рассмотрим данные по леднику Марух, полученнные в летние периоды 1967 – 1974 гг. (Ледник Марух, 1988). На рис. 9 приведена интенсивность баланса длинноволновой радиации, а также его значение за

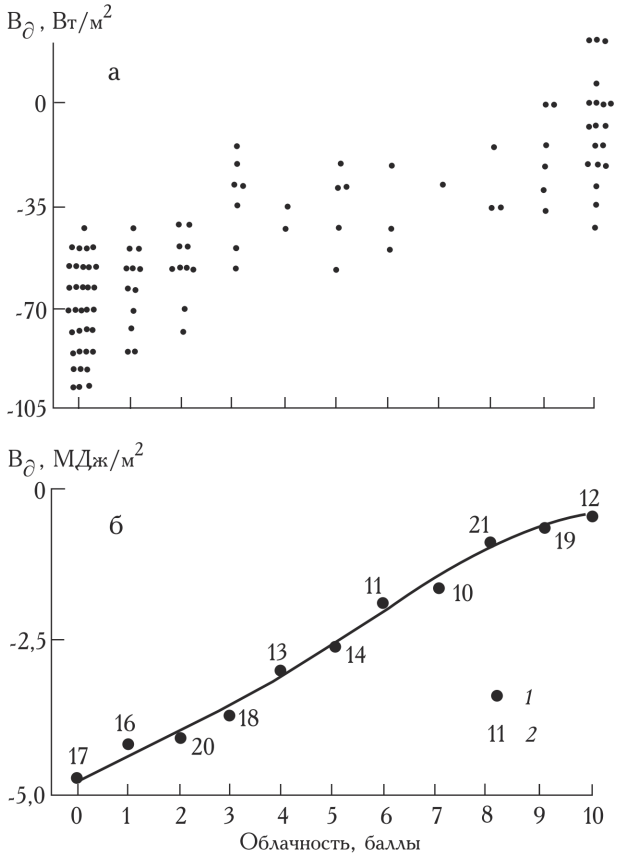


Рис. 9. Связь баланса длинноволновой радиации $B_д$ с нижней облачностью в отдельные часы (а) и за сутки (б) в фирновой зоне ледника Марух. 1 — среднее для данного балла, 2 — число случаев

Fig. 9. Relationship of long-wave radiation $B_д$ to lower cloudiness in specific hours (б) in firn zone of Marukh Glacier. 1 — the average for certain tenth, 2 — number of measurements

сутки при разных условиях облачности. На рис. 9*б* видно, что уменьшение $B_д$ особенно заметно происходит при нижней облачности более 5 баллов. Таким образом, сокращение потери тепла с поверхности ледника длинноволновым излучением в пасмурные дни имеет большое значение в формировании радиационного баланса, уменьшая его расходную часть.

В пределах приледниковой зоны эффективное излучение поверхности морены, нагревающейся в солнечные дни до 20 – 30 °С и выше, может достигать за сутки 250 – 300 кал/см^2 (10,5 – 12,6 МДж/м^2), в то время как $E_{эф}$ ледниковой поверхности чаще всего не превышает 100 – 150 кал/см^2 (4,2 – 6,3 МДж/м^2) (Крупнейшие ледники..., 1967). В качестве примера приведем результаты наших наблюдений в области абляции ледника Голубина (Киргизский хребет) на высоте 3440 м и на боковой морене на том же уровне за семь солнечных дней в августе 1982 г. (табл. 1.13).

В темное время суток, когда поверхность морены остывает, потеря тепла длинноволновым излучением с поверхности ледника и морены почти одинаковая, 0,09 – 0,12 кал/(см^2·мин).

Известно, что поле теплового излучения атмосферы при безоблачном небе существенно неизотропно. В связи с эти $E_{эф}$ склонов нельзя рассчитывать по его значению на горизонтальной поверхности на основе изотропного приближения. Эксперименты (Кондратьев и др., 1978) показали, что при углах наклона до 20° уменьшение эффективного излучения несущественно (не более 3 – 5 %). Но для величин $E_{эф}$ поверхности ледника, расположенного в узкой горной долине, немаловажное значение имеет многократное отражение лучистой энергии самих склонов. Количественные оценки изменения $E_{эф}$ были сделаны нами для ледника Обручева, лежащего в глубоком каре с крутыми скальными стенками. Для этого были использованы разработки К.Я. Кондратьева (1956).

По К.Я. Кондратьеву, потеря тепла длинноволновым излучением со склонов до 30° с достаточной степенью точности может быть описана формулой:

$$E_{эф,\,с} = E_{эф,\,г} \cos \alpha \,, \qquad (1.3)$$

где $E_{эф,\,г}$ — эффективное излучение горизонтальной поверхности, α — угол наклона склона. Тогда для склонов крутизной 20 – 30°, наиболее характерных для периферийных частей ледника Обручева, уменьшение $E_{эф}$ составит 5 – 10%.

Величину лучистого теплообмена между поверхностью ледника и обращенными к ней скальными участками склонов каровой долины в первом приближении также можно учесть. По К.Я. Кондратьеву, поток эффективного излучения между склоном и горизонтальной поверхностью определяется разностью температур этих поверхностей и крутизной склона α:

$$\Delta E_{эф} = \delta\sigma (T_c^4 - T_г^4) \sin^2 \frac{\alpha}{2}, \qquad (1.4)$$

Таблица 1.13

Величина $E_{эф}$ по измерениям на леднике Голубина, кал/(см^2·мин)
Values $E_{эф}$ according to measurements on Golubin Glacier, cal/(cm^2·min)

Пункт наблюдений	Время, час				Сумма за 8—17 час.	
	8	11	14	17	кал/см^2	%
Ледник	0,03	0,02	0,04	0,07	20	18
Морена	0,10	0,20	0,25	0,24	112	100

где δ — относительная излучательная способность тела (для снега и темных каменистых склонов δ можно принять равной 0,99), σ — постоянная излучения, равная $0{,}813 \cdot 10^{-10}$ кал/(см^2·мин·град^4), T_c и $T_г$ _ абсолютная температура склона и горизонтальной поверхности.

Склоны долины, обращенные к леднику Обручева, имеют крутизну от 45 до 55°. В теплые дни каменистая поверхность склонов, экспонированных на Солнце (у левого борта ледника), нагревается до 30 – 35 °С и выше, температура поверхности снега близка к 0 °С. В этом случае член $\delta\sigma(T_c^4 - T_г^4)$ выражается величиной 0,28 кал/(см^2·мин), а $\Delta E_{эф}$ (при среднем угле наклона 50°) – 0,04 кал/см^2·мин, или 2,4 кал/(см^2·час). Максимальная длительность освещения склонов у левого борта ледника в июне — июле составляет 10 – 11 часов. За этот период в результате лучистого теплообмена поверхность ледника может получить дополнительно около 25 кал/см^2 (1,0 МДж/м^2) тепла, что соответствует слою растаявшего снега или льда около 3 мм в водном эквиваленте. Эффективность теплового воздействия другого склона долины, примыкающего к правому борту ледника и имеющего северо-восточную ориентацию, должна быть существенно меньше, так как вследствие его затененности инсоляция здесь даже в середине лета длится не более 5 час.

В целом, лучистый теплообмен ледника и склонов уменьшает потери тепла от $E_{эф}$ до нулевых значений, в ряде случаев баланс длинноволновой радиации приобретает небольшие положительные значения, что упрощает общую оценку тепловых ресурсов абляции в этом регионе.

Сопоставить компоненты и итоговые величины радиационного баланса можно по крайней мере двумя способами: для разных типов погоды и при осреднении по месяцам (или за периоды, близкие к ним по продолжительности). При этом необходимо обязательно учитывать различия в альбедо. Очевидно, что в обоих случаях сравнение данных по разным ледникам носит приближенный характер, поскольку не учитывается ряд факторов, не выраженных коли-

Таблица 1.14

Средние суточные значения составляющих радиационного баланса при разных типах погоды*
The mean daily values of radiation balance components for the certain weather types

Ледник	Показатели	кал/см^2				МДж/м^2			
		A	K_1	K_2	*Ф*	*A*	K_1	K_2	*Ф*
Марух	*Q*	733	630	365	201	30,7	26,4	15,3	8,4
	A,%	48	50	55	58	-	-	-	-
	$B_к$	381	315	164	84	16,0	13,2	6,9	3,5
	B_g	-103	-74	-41	-19	-4,3	-3,1	-1,7	-0,8
	B	278	241	123	67	11,7	10,1	5,2	2,7
Туюксу	*Q*	691	558	405	226	29,0	23,4	17,0	9,5
	A,%	26	37	43	51	-	-	-	-
	$B_к$	511	352	231	111	21,4	14,7	9,7	4,7
	B_g	-105	-74	-72	-26	-4,4	-3,1	-3,0	-1,1
	B	406	278	159	85	17,0	11,6	6,7	3,6
Медвежий	*Q*	704	703	558	396	29,5	29,4	23,4	16,6
	A,%	23	24	24	25	-	-	-	-
	$B_к$	542	532	425	298	22,7	22,3	17,8	12,5
	B_g	-21	-32	-18	12	-0,9	-1,3	-0,8	0,5
	B	521	500	407	310	21,8	21,0	17,1	13,0

* Данные по леднику Марух осреднены за июль — август 1967 — 1974 гг. (Ледник Марух, 1988), по леднику Туюксу — за периоды абляции 1968, 1971, 1972 гг. (Головкова, 1981), по леднику Медвежий — за июль — август 1972 г. (Волошина, 1975).

чественно (закрытость горизонта, экспозиция ледника, ряд других морфометрических характеристик), а также преобладающие условия погоды (главным образом, облачность), температурный фон и др.

В табл. 1.14 приведены результаты измерений составляющих радиационного баланса по типам погоды, рассчитанные разными авторами лишь для трех ледников. На леднике Марух данные получены в фирновой зоне, на леднике Туюксу — в области абляции (где велика роль летних снегопадов, особенно в июне). На леднике Медвежий наблюдения выполнялись в нижней части области абляции, в июле — августе снегопады в этом районе не наблюдаются, поэтому альбедо сохраняет одно и то же значение при любом типе погоды.

Величины баланса длинноволновой радиации на ледниках Марух и Туюксу, находящихся примерно на одной широте (43 °с.ш.) и в одинаковых условиях об-

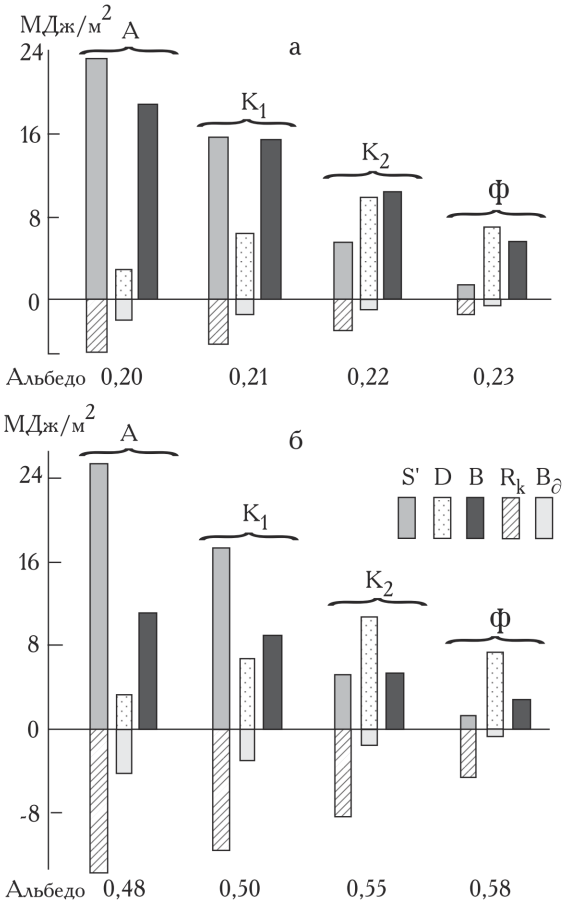


Рис. 10. Структура радиационного баланса за сутки для льда и фирна при различных типах погоды, ледник Марух. а — лед, б — фирн; S', D, R_k — прямая, рассеянная и отраженная солнечная радиация, B_∂ — баланс длинноволновой радиации, B — радиационный баланс. Обозначения типов погоды см. в тексте

Fig. 10. Structure of daily net radiation for ice and firn under different weather types, Marukh Glacier. a — ice, б — firn; S', D, R_k — direct, diffusive and reflective radiation; B_∂ — long-wave radiation balance, B — net radiation. Indications of weather types see in text

лачности, близки между собой при всех типах погоды. На леднике Медвежий, как уже отмечалось ранее, теплая атмосфера (ледник находится на 38,5 °с.ш.) и высокие температуры воздуха в приледниковом слое (днем на высоте 2 м 10 – 15°) уменьшают потери тепла длинноволновым излучением до величин 20 – 30 кал/(см^2·сут) (0,8 – 1,3 МДж/м^2), а в ряде случаев при облачной погоде баланс длинноволновой радиации становится положительным. Этот феномен отмечает и В.Г. Коновалов (1972*а*), работавший на леднике Медвежий летом 1962 г. По этой причине, а также благодаря значительному притоку прямой солнечной радиации в условиях малооблачного лета и низкому альбедо радиационный баланс на леднике Медвежий при всех типах погоды оказывается в 1,5 – 2 раза больше, чем на двух других ледниках.

Структура радиационного баланса за многолетний период при разных типах погоды на леднике Марух показана на рис. 10 (Ледник Марух, 1988). Обращают на себя внимание некоторые различия в притоке прямой солнечной радиации — в фирновой зоне он выше вследствие меньшей закрытости горизонта. Потери тепла длинноволновой радиации в нижней части ледника меньше, чем в области аккумуляции, из-за повышения температуры воздуха, а также роста облачности в вечерние часы (иногда облака опускаются здесь до поверхности земли). Указанные выше факторы действуют в разных направлениях и примерно компенсируют различия в притоке тепла. Основная причина увеличения радиационного баланса в области абляции — это уменьшение альбедо.

Практический интерес представляет также сопоставление осредненных значений компонентов радиационного баланса разных ледников (табл. 1.15) в диапазоне от 67° (Полярный Урал) до 36 °с.ш. (Западный Каракорум). Несмотря на то, что периоды измерений различаются в этих районах весьма существенно, таблица дает некоторое представление о масштабе колебаний отдельных составляющих радиационного баланса и общей тенденции их изменения в зависимости от широты и географического положения. Как показывают эти данные, приток суммарной радиации закономерно растет от высоких широт (ледник ИГАН, 67° с.ш., ледник № 31, 63° с.ш.) к средним (ледник Солер в Южном Чили, 47° ю.ш., Алечский ледник, 46° с.ш., ледники Марух и Туюксу, 43° с.ш.) и субтропическим широтам (ледники Медвежий, Федченко, 38° с.ш., Джоголунгма в Западном Каракоруме, 36° с.ш.). Рост суммарной радиации в указанном направлении обусловлен как высотой Солнца, так и уменьшением облачности, т.е. климатическим фактором. Прослеживается также общая тенденция к увеличению с севера на юг коротковолновой радиации $B_к$, хорошо заметная в областях абляции ледников (альбедо 24 – 36°).

Различия в балансе длинноволновой радиации выражены менее четко, чем Q и $B_к$, что может быть связано как с положением ледников по высоте и локальными условиями формирования облачности, так

Таблица 1.15

Средние суточные величины компонентов радиационного баланса за периоды наблюдений в разных горно-ледниковых районах

Mean daily values of radiation balance components in the whole for observation periods in different mountain regions

Ледник, район	Абсолютная высота, м	Период наблюдений	A, %	кал/см^2				МДж/м^2				Источник
				Q	$B_к$	$B_д$	B	Q	$B_к$	$B_д$	B	
ИГАН, Полярный Урал	920	июль-август 1959 г.	36	327	209	-28	181	13,7	8,8	-1,2	7,6	Адаменко, 1963
№ 31, Сунтар-Хаята	2257	июль-август. 1958, 1959 гг	51	390	190	-57	133	16,3	8,0	-2,4	5,6	Гаврилова, 1964
Солер, Северное Патагонское Плато	300	ноябрь-январь 1983/1984 гг.(20 дней)	30	491	344	-151	193	20,6	14,4	-6,3	8,1	Охата и др., 1986
Алечский, ШвейцарскиеАльпы	2220	2-27 августа 1965 г.	28	445	322	-55	267	18,6	13,5	-2,3	11,2	Ланг, 1980
Тот же	3366	3-19 августа 1973 г.	74	578	152	-60	92	24,2	6,4	-2,5	3,9	Тот же
Марух, Западный Кавказ	2917	июль-август 1967-1969 гг.	52	458	220	-56	164	19,2	9,2	-2,3	6,9	Волошина, 1972*б*
Туюксу, Заилийский Алатау	3470	июнь-август 1968, 1971, 1972 гг.	39	499	305	-95	210	20,9	12,8	-4,0	8,8	Головкова, 1981
Медвежий, Памир	3050	1июля-20 августа 1972 г.	24	621	472	-18	454	26,0	19,8	-0,8	19,0	Волошина, 1975
Федченко, Памир	4880	29августа -11 сентября 1957 г.	80	675	137	-152	-15	28,3	5,7	-6,4	-0,7	Крупнейшие ледники...,1967
Тот же	4000	август 1958 г. (12 дней), август 1959 г. (26 дней)	30	653	457	-144	313	27,4	19,1	-6,0	13,1	Тот же
Джоголунгма, Западный Каракорум	4300	июль-август 1955 г. (21 день)	30	723	506	-134	372	30,3	21,2	-5,6	15,6	Untersteiner, 1957

и с разными методиками определения $B_д$ (применение балансомеров разных типов). В частности, большую отрицательную величину $B_д$ на леднике Солер, расположенном на высоте всего 300 м над ур. моря и характеризующемся преобладанием облачной погоды (температурный фон 3 – 17 °С), можно объяснить именно различиями в методике измерений. В целом же значения компонентов радиационного баланса в таком экзотическом районе оледенения имеют тот же порядок, что и в средних широтах Северного полушария.

Диапазон колебаний итоговой величины радиационного баланса поверхности ледников очень велик: от -15 кал/(см^2·сут) (-0,6 МДж/м^2) на леднике Федченко (снег, 4880 м) до 454 кал/(см^2·сут) (19,0 МДж/м^2) на леднике Медвежий (лед, 3050 м). Эти экстремальные величины баланса получены на соседних ледниках, имеющих одну и ту же область питания. Различия же объясняются существенным понижением альбедо, а также уменьшением эффективного излучения на леднике Медвежий.

Таким образом, важная особенность формирования радиационного баланса поверхности ледников состоит в том, что на одном и том же леднике или их группе в пределах одного небольшого района, но в значительном интервале высот, диапазон колебаний радиационного баланса может быть больше того, который наблюдается на ледниках разных районов — от полярных до субтропических. Например, на Эльбрусе, по наблюдениям на разных высотах были получены следующие значения радиационного баланса за сутки (табл. 1.16).

Наглядным показателем “энергетических возможностей” того или иного типа деятельной поверхности может служить отношение дневных значений B/Q. Так, для ледника Марух были получены следующие величины этого показателя: в фирновой зоне B/Q повышается от июня к августу от 0,34 до 0,38, в нижней части области абляции от 0,58 до 0,77 (Ледник Марух, 1988). На ледниках Эльбруса была найдена связь между альбедо и B/Q. При альбедо 45% B/Q равнялось 0,43, при его повышении до 70% рассматриваемый параметр уменьшался до 0,18.

Хорошо выражена закономерность изменения B/Q с высотой, включающая в себя роль альбедо и эффективного излучения. На рис. 11 приводится эта связь по данным измерений на ледниках Эльбруса и примыкающей морене, а также на леднике Алибек (Западный Кавказ, 2130 м) Отметим, что при низких величинах $B_д$ и альбедо ледника параметр B/Q может достигать 0,80, что гораздо больше его значения для неледниковой поверхности (0,60). Полученная нами зависимость B/Q в таком большом диапазоне высот была использована Р. Барри (1984) в качестве обобщенной характеристики радиационного режима в горах.

Таблица 1.16

Радиационный баланс за сутки на разных высотах, Эльбрус
Radiation balance for the day at the different altitudes, Elbrus

Пункт измерений	Абсолютная высота, м	Вид поверхности	Альбедо	*B*	
				кал/см^2	МДж/м^2
Седловина Эльбруса	5300	снег	0,74	-12	-0,5
Фирновое поле	3750	снег	0,62	172	7,2
Гарабаши	3360	старый снег	0,44	271	11,4
Карачаул	3250	лед	0,40	321	13,4
Ирик	2810	лед	0,31	356	14,9
Большой Азау	2620	лед	0,33	395	16,6

Представляет интерес сравнение результатов измерений компонентов радиационного баланса ледниковой поверхности и морены вблизи ледника. В качестве одного из примеров рассмотрим данные наблюдений на леднике Карачаул, расположенном на северном склоне Эльбруса (табл. 1.17). Как видно из таблицы, даже при очень низком значении альбедо поверхности морены потеря тепла за счет B_0 так велика, что радиационный баланс ледника за день оказывается выше, чем морены.

Сходные данные были получены нами и на леднике Голубина (Киргизский хребет, 3440 м) за 7 солнечных дней в августе 1982 г. (табл. 1.18). За тот же период для ледника Голубина были рассчитаны также ночные величины B_0 и суточные — радиационного баланса (табл. 1.19).

Таким образом, и в дневные часы, и в целом за сутки радиационный баланс ледниковой поверхности в области абляции оказывается выше, чем морены.

Наиболее длительный ряд синхронных измерений суточных величин радиационного баланса по-

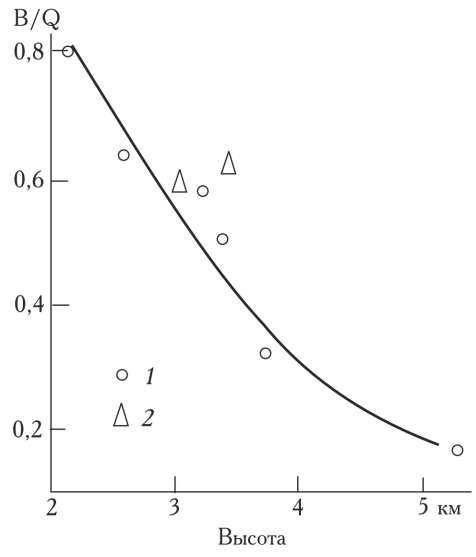


Рис. 11. Изменения с высотой отношения радиационного баланса к суммарной солнечной радиации B/Q в ледниковой зоне Кавказа. 1 — ледник, 2 — морена

Fig. 11. Changes with altitude of net radiation relation to total solar radiation B/Q in glaciated zone of the Caucasus, 1 — glacier, 2 — moraine

верхности льда и морены имеется по леднику Марух (Ледник Марух, 1988). В области абляции ледника (2540 м) использовали стандартный способ, — вели наблюдения через 3 часа актинометрическими приборами, на морене ниже ледника (2500 м) — путем регистрации за сутки (0 – 24 час) с использованием интегратора типа Х-603. Поэтому результаты измерений радиационного баланса можно сопоставить лишь путем осреднения за большой интервал времени — декаду или более продолжительный период. Альбедо льда в области абляции составляло в среднем 0,21; морены, точнее, скального обнажения, покрытого мелкоземом, – 0,10. Результаты расчетов радиационного баланса в двух названных пунктах представлены в табл. 1.20.

Данные табл. 1.20 свидетельствуют о том, что радиационный баланс поверхности открытого (незамороженного) льда в этом районе примерно в 1,5 раза выше, чем обнаженной поверхности земли при одинаковом притоке коротковолновой радиации. Несмотря на очень низкие значения альбедо морены, ее радиационный баланс постоянно выражается более низкими величинами в основном вследствие роста собственного излучения нагревшейся днем морены и скальных пород темного цвета.

1.5. Расчет компонентов радиационного баланса для всей поверхности ледника

При проведении исследований в периоды МГГ, МГД и в последующие годы составляющие радиационного баланса измерялись, как правило, в одной-двух точках ледника, в результате чего были получены сведения о радиационном режиме небольших участков горизонтальной поверхности ледников в узком диапазоне метеорологических условий (иногда аномальных). В то же время, как было показано выше, в условиях горных ледников неоднородность подстилающей поверхности, наличие различно экспонированных склонов приводит к большой пространственной изменчивости характеристик радиационного баланса.

На определенном этапе развития вычислительной техники и накопления наших знаний о закономерностях изменения составляющих радиационного баланса ледниковой поверхности в пространстве и

Таблица 1.17

Составляющие радиационного баланса в ясный день с 6 до 18 час, 18 августа 1961 г., ледник Карачаул
Radiation balance components for clear day from 6 to 18 h. on the glacier and moraine, 18 August of 1961, Karachaul Glacier (the northern slope of Elbrus)

Пункт наблюдений	Альбедо	кал/см^2				МДж/м^2				B/Q
		Q	B_k	$B_д$	B	Q	B_k	$B_д$	B	
Ледник	0,36	662	424	16	440	27,7	17,8	0,7	18,4	0,66
Морена	0,11	626	557	-127	430	26,2	23,3	-5,3	18,0	0,69

Таблица 1.18

Компоненты радиационного баланса поверхности ледника и морены, 8 – 17 часов, июль 1962 г., ледник Голубина
Radiation balance components of glacier surface and moraine, 8 – 17 h., Golubin Glacier, July of 1962

Пункт наблюдений	Альбедо	кал/см^2				МДж/м^2				B/Q
		Q	B_k	$B_д$	B	Q	B_k	$B_д$	B	
Ледник	0,21	594	469	-20	449	24,9	19,6	-0,8	18,8	0,76
Морена	0,09	596	542	-112	430	25,0	22,7	-4,7	18,0	0,72

во времени стало возможным поставить и в определенной мере решить задачу о расчете полей этих компонентов, а также оценить количественно влияние характеристик рельефа (закрытости горизонта, ориентации и крутизны отдельных участков ледниковой поверхности) на интенсивность прямой солнечной радиации и ее изменение в течение периода абляции.

В балансе радиационного тепла вклад прямой солнечной радиации в таяние снега и льда является решающим в большинстве ледниковых районов и для основных типов погоды, определяющих максимальную интенсивность абляции (A и K_1). Кроме того (и это главное), эффективность вклада прямой солнечной радиации наиболее сильно, по сравнению с другими компонентами радиационного баланса, зависит от рельефа как самой поверхности ледника, так и горного обрамления.

Сведения о притоке солнечной радиации к различно экспонированной поверхности могут быть использованы во многих практических областях. Поэтому решению этой задачи посвящено большое количество работ, авторы которых предлагают формулы, номограммы и таблицы, облегчающие расчеты нужных параметров. В 50 – 60-е годы наиболее широко применялась формула А.Н. Гордова (1938) для расчета инсоляции наклонной поверхности S_c:

$$S_c = S_m[\cos h_s \sin\alpha \cos(A-\psi) + \sin h_s \cos\alpha], \quad (1.5)$$

где S_m — прямая солнечная радиация на перпендикулярную к солнечным лучам поверхность при атмосферной массе m; h_s и A — высота и азимут Солнца, α — угол наклона склона, ψ — азимут проекции нормали к склону. Зависимость потока прямой солнечной радиации от углов наклона для разных ориентаций и дат может быть найдена по таблицам, приводимым А.Н. Гордовым. Склоновый коэффициент, т.е. отношение прямой солнечной радиации, поступающей на экспонированную поверхность S_c, к той же характеристике на горизонтальную поверхность $S_г$, при одинаковой закрытости горизонта выражается следующей формулой:

$$K_c = \operatorname{ctg} h_s \sin\alpha \cos(A-\psi) + \cos\alpha, \quad (1.6)$$

М.С. Аверкиев (1939) предложил для облегчения расчетов вспомогательные графики, таблицы и номограммы. Исходя из того, что $S_c = S_m \cos\Theta$ (где Θ

Таблица 1.19

Баланс длинноволновой радиации $B_д$ и радиационный баланс B поверхности ледника и морены, ледник Голубина
Long-wave radiation balance $B_д$ and net radiation B of glacier surface and moraine, Golubin Glacier

Показатель	Время суток	кал/см^2		МДж/м^2	
		ледник	морена	ледник	морена
$B_д$	день	-20	-112	-0,8	-4,7
	ночь	-82	-94	-3,4	-3,9
	сутки	-102	-206	-4,2	-8,6
B	сутки	367	336	15,4	14,1

Таблица 1.20

Суточные значения радиационного баланса в среднем за декаду для льда ($B_л$) и нелединковой поверхности ($B_м$), ледник Марух, июль — август 1970 г.

The daily values of radiation balance in the average for decade for ice ($B_л$) and ice free ($B_м$) surface, Marukh Glacier, July — August of 1970

Месяц	Декада	кал/см^2		МДж/м^2		$B_л/B_м$
		лед	морена	лед	морена	
Июль	2	419	281	17,6	11,8	1,49
	3	322	209	13,5	8,8	1,54
Август	1	336	217	14,1	9,1	1,55
	2	270	169	11,3	7,1	1,60
	3	245	154	10,3	6,5	1,59
Среднее		318	206	13,3	8,6	1,54

— угол падения солнечных лучей, т.е. угол между лучами и нормалью к поверхности в данной точке), он рассчитал *cos* Θ для различных сочетаний высоты Солнца, азимутов плоскости *a* и углов наклона α. Номограммы построены для высот солнца от 0° до 90° через 5°, входными параметрами для получения *cos* Θ служат величины *a* и α.

Наиболее полная сводка применяемых методов расчета прямой, рассеянной, суммарной радиации, эффективного излучения и радиационного баланса наклонной поверхности, а также анализ результатов расчетов и измерений и выявленных закономерностей радиационного режима наклонных и различно ориентированных поверхностей содержится в работе К.Я. Кондратьева и др. (1978). В частности, в ней приведены коэффициенты для пересчета средних суточных сумм прямой солнечной радиации с горизонтальной поверхности на наклонные различных ориентаций и углов наклона для каждого месяца года в интервале широт 40 – 68°.

С учетом всех необходимых параметров — для любой широты и в различные моменты дня или года — выражение для расчета потока прямой солнечной радиации к склону имеет вид (Смоляков, 1929; Кондратьев и др., 1978):

$$S_c = S_m\,[\cos\alpha(\sin\varphi\sin\delta + \cos\varphi\cos\delta\cos\tau) + \\ + \sin\alpha\{\cos\psi[tg\varphi\,(\sin\varphi\sin\delta + \cos\varphi\cos\delta\cos\tau) - \\ - \sin\delta\sec\varphi] + \sin\psi\cos\delta\sin\tau\}], \qquad (1.7)$$

где φ — географическая широта, δ — склонение Солнца, τ — часовой угол Солнца, отсчитываемый от момента истинного полудня, остальные обозначения те же, что и в формуле (1.3).

Одна из первых попыток расчета полей радиационного баланса, турбулентных потоков тепла и влаги и затрат тепла на таяние для всей поверхности была сделана по наблюдениям на леднике ИГАН с 23 июля по 3 сентября 1959 г. (Адаменко, 1968). При этом применялась следующая методика. В основу были положены стационарные измерения, проводившиеся в средней части фирновой зоны и на языке ледника. Затраты тепла на абляцию определялись по результатам измерений более чем в 50 точках ледника. Радиационный баланс в этих точках был получен следующим способом. Прямая солнечная радиация рассчитывалась с помощью формулы А.Н. Гордова по заданной ориентации и крутизне склона, для чего были построены специальные номограммы. Суточные суммы инсоляции определялись планиметрированием графиков суточного хода с учетом данных о продолжительности солнечного сияния по гелиографу и затененности горизонта.

Рассеянная радиация и эффективное излучение были получены по данным стационарных наблюдений с учетом характера подстилающей поверхности. При расчете баланса коротковолновой радиации использовались данные альбедосъемок, которые систематически проводились на протяжении всего периода абляции. При наложении двух карт — затрат тепла на абляцию и радиационного баланса — суммарный приток турбулентного тепла из воздуха и тепла конденсации был получен как разность названных энергетических характеристик. К сожалению, карта распределения радиационного баланса в описываемой работе В.Н. Адаменко не приводится, но указывается, что радиационный баланс даже при существенно различном характере поверхности и неодинаковой длительности солнечного сияния в разных частях ледника отличается небольшой изменчивостью в пространстве по сравнению с турбулентной составляющей и затратами тепла на таяние. Для областей снега и льда радиационный баланс различается менее чем вдвое. Данные о пространственной изменчивости турбулентных потоков тепла рассматриваются подробнее в разделе 2.3.

Как уже упоминалось в разделе 1.2, в начале 60-х годов при подготовке Атласа ледников Эльбруса лабораторией аэрофотометодов географического факультета МГУ были построены, в частности, карты распределения альбедо и прямой солнечной радиации (с учетом ориентации и крутизны отдельных

участков) для середины периода абляции. В работе (Кравцова, 1967) эти карты приведены в черно-белом варианте, в Атласе снежно-ледовых ресурсов мира (1997) — в красочном исполнении.

Для расчета альбедо использовались как аэрофотоснимки (при определении границ снега и льда разной степени загрязненности), так и результаты маршрутных и стационарных измерений этого параметра в летние периоды 1958 – 1962 гг. Всего было выделено 7 типов поверхности ледников — от свежего сухого снега, выпавшего при отрицательной температуре воздуха (альбедо 0,70 – 0,80) до льда, покрытого разреженным (0,15 – 0,20) или сплошным (0,10 – 0,15) моренным чехлом. Чтобы оценить площадь всех типов поверхности, альбедо которых определялось в отдельных точках, были применены анализ карт снежного покрова и дешифровка аэрофотоснимков (с учетом температуры воздуха, при которой выпадал снег — отрицательной или положительной; в качестве критерия использовались изотермы 0 °С в 13 час.). Просмотр черно-белых и цветных фотоснимков позволил выделить места активного таяния снега и фирна.

Расчет В.И. Кравцовой притока прямой солнечной радиации на склоны разной ориентации и крутизны за ясный день 30 июля для всей зоны оледенения Эльбруса был выполнен на основе стационарных актинометрических наблюдений, проведенных нами на фирновом поле его южного склона (3750 м) в июле — августе 1958 – 1960 гг. Использовались формулы и таблицы А.Н. Гордова (1938), вычисленные для 42° с.ш. без учета закрытости горизонта. Эти вспомогательные материалы применимы и в данном районе, поскольку большая часть ледниковой зоны находится выше окружающих гор. В этом случае небольшие ошибки могут быть лишь на отдельных выводных ледниках, расположенных в глубоких долинах (таких как Большой Азау, Ирик). Кроме того, при расчетах использовались специально составленные карты ориентации и крутизны всей области оледенения Эльбруса, позволившие выделить участки с разными значениями этих параметров.

Из приведенных в работах (Кравцова, 1967; Атлас снежно-ледовых ресурсов мира, 1997) карты и табличных данных (табл. 1.21) следует, что в условиях ясной погоды значительные площади южного склона Эльбруса получают повышенное количество коротковолновой энергии: 675 – 700 кал/(см^2·день) (28,3 – 29,3 МДж/м^2). Восточный склон также хорошо обеспечен радиационным теплом: 650 – 675 кал/(см^2·день) (27,2 – 28,3 Мдж/м^2). Зато на северных склонах приток прямой радиации меньше на 20% при крутизне склона более 20° и на 40% — на площадках круче 40°.

Экспериментальные расчеты полей составляющих радиационного баланса и альбедо были сделаны нами для ледника Марух за безоблачный день 15 июля. Предварительно на крупномасштабном (1:10 000) плане ледника было выделено 54 элементарных площадки (по методике, предложенной П.А. Черкасовым, — она будет описана ниже) и для каждой из них определены степень закрытия горизонта, средний угол наклона и азимут проекции нормали к склону. Далее по материалам актинометрических измерений в фирновой зоне за несколько ясных дней в середине июля был получен осредненный дневной ход прямой солнечной радиации на поверхность, перпендикулярную солнечным лучам.

На основе перечисленных параметров по номограммам М.С. Аверкиева (1939), описанным выше, были рассчитаны дневные значения прямой солнечной радиации, поступающей на физическую поверхность ледника, для каждой из 54 выделенных площадок. Как видно из рис. 12*а*, наибольшее количество

Таблица 1.21

Приток прямой солнечной радиации на склоны разной ориентации и крутизны за ясный день 30 июля, Эльбрус
The income of direct solar radiation on the slopes of different orientation and angle slope for clear day 30 July, the Elbrus, 43° N (calculated data)

Прямая солнечная радиация		Ориентация склонов	Угол наклона,град.
кал/см^2	МДж/м^2		
675 - 700	28,3 - 29,3	Ю	0 - 27
650 - 675	27,2 - 28,3	С В, З Ю	0 - 5 0 - 15 27 - 33
600 - 650	25,1 - 27,2	С В, З Ю	5 - 15 15 - 30 > 40
550 - 600	23,0 - 25,1	С В, З	15 - 22 30 - 40
500 - 550	21,0 - 23,0	С В, З	22 - 30 > 40
400 - 500	16,8 - 21,0	С	30 - 40
менее 400	менее16,8	С	> 40

солнечного тепла за день получают склоны восточной ориентации в фирновой зоне ледника — до 900 кал/см^2 (37,7 МДж/м^2), наименьшее — участки языка, обращенные на северо-северо-восток, — около 700 кал/см^2 (29,3 МДж/м^2). Инсоляция значительной части ледника находится в пределах 720 – 850 кал/см^2 (30,2 – 35,6 МДж/м^2). Колебания S_c по площади ледника составляют примерно 30%.

Поскольку альбедо ледниковой поверхности представляет весьма изменчивую в пространстве и во времени характеристику, было принято его гипотетическое распределение, основанное на многолетних альбедосъемках в середине июля. Положение границы сезонного снега на рис. 12*б* условное, оно соответствует реальной границе на 20 июля 1968 г. Для получения суммарной радиации дневные значения прямой солнечной радиации были увеличены на 69 кал/см^2 (2,9 МДж/м^2) в фирновой зоне и на 60 кал/см^2 (2,5 МДж/м^2) — для области абляции.

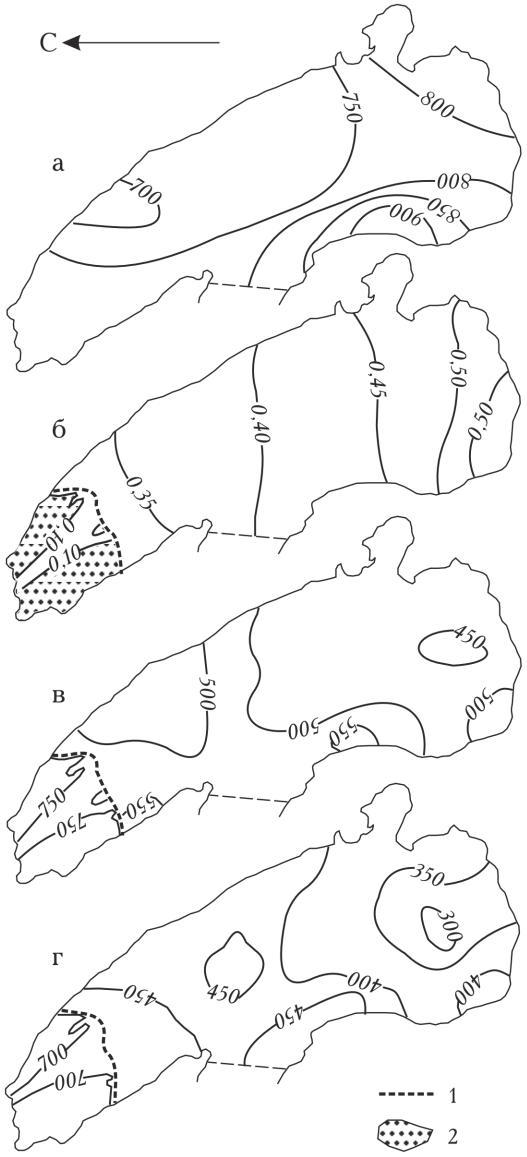


Рис. 12. Распределение на поверхности ледника Марух прямой солнечной радиации (а), альбедо (б), баланса коротковолновой радиации (в) и радиационного баланса (г) в ясный день в середине июля, кал/(см^2·сут). 1 — граница сезонного снега, 2 — участки замороженной поверхности ледника.

Fig. 12. Distribution of direct solar radiation (а), albedo (б), short-wave radiation balance (в) and net radiation (г) on Marukh Glacier surface in clear day in the middle of July, cal/(cm^2·day). 1 — season snow line, 2 — areas of glacier surface under moraine

Как демонстрирует рис. 12*в*, колебания баланса коротковолновой радиации в пределах зоны ледника, покрытой снегом, составляют около 10%, ниже границы сезонного снега происходит резкий скачок $B_к$: в центральной части области открытого (незамороженного) льда баланс коротковолновой радиации в 1,5 раза больше по сравнению с его значениями в средней части фирновой зоны.

Баланс длинноволновой радиации, знание которого необходимо при расчетах суточных величин, был принят равным в пунктах измерений фирновой зоны и области абляции, соответственно, -100 кал/см^2 (-4,19 МДж/м^2) и -50 кал/см^2 (-2,1 МДж/м^2), в остальных частях ледника он был интерполирован между указанными значениями. Как видно из рис. 12*г*, выше границы сезонного снега радиационный баланс за сутки в ясную погоду меняется от 300 до 450 кал/см^2 (12,6 – 18,9 МДж/м^2). При этом левый борт ледника, экспонированный на юго-запад, характеризуется наиболее благоприятными энергетическими условиями, что связано с максимальным притоком прямой солнечной радиации. В области открытого льда радиационный баланс более чем вдвое выше по сравнению с его значениями в верхней части фирновой зоны. Приведенные на рис. 12 карты распределения S_c, $B_к$, $B_д$ и B (а также расчетной абляции) на леднике Марух помещены в Атласе снежно-ледовых ресурсов мира (1997).

Принципиально иная методика расчета компонентов радиационного баланса всей поверхности ледника, а также ряда других характеристик, отражающих особенности радиационного режима на данном леднике, была разработана П.А. Черкасовым (1980*а*, 1980*б*) с применением ЭВМ. Для решения этой проблемы в качестве исходной информации необходимо иметь топографические карты ледников, на которых хорошо читается рельеф; результаты наблюдений (как минимум) одной актинометрической станции, расположенной на леднике или в средней части его долины; данные альбедосъемок на площади всего ледника.

На начальном этапе работы прежде всего необходимо выделить на крупномасштабной топографической карте ледника так называемые элементарные площадки, т.е. участки поверхности с одинаковой ориентацией и углом наклона. Сначала определяются средние размеры площадок. Для этого необходимо построить несколько продольных и поперечных гипсометрических профилей (данные снимают с крупномасштабного плана, если ледник небольшой, 1 – 2 км^2, то 1:5 000).

На этих профилях намечают точки перегиба рельефа, после чего общее превышение между крайними точками профиля делят на число участков между точками перегиба, получая таким образом среднюю высоту участка. Затем берут осредненную величину превышения по всем профилям. Это и есть шаг для разбивки на элементарные площадки по горизонталям. После этого на плане проводятся границы, разделяющие разнонаправленные линии ската, количество которых определяется степенью расчлененности и изменением ориентации отдельных зон ледника. Здесь сформулированы лишь общие принципы разбивки на элементарные площадки, более подробно (с графическими примерами) и строго эта процедура изложена в работе (Черкасов, 1980*б*).

Для определения дневных сумм прямой солнечной радиации, поступающей на экспонированную поверхность ледника с учетом затененности горизонта горными хребтами, необходимы сведения о закрытости горизонта, крутизне и азимуте отдельных участков ледника. Существует несколько способов расчета времени восхода и захода Солнца в горной долине, применявшихся в докомпьютерный период. Так, В.Г. Коновалов (1966*б*) использовал для определения закрытости горизонта крупномасштабный топографический план ледника и ближайшего горного обрамления. Измерив расстояние на плане от точки на леднике до ближайших вершин и подсчитав по числу горизонталей превышение, он находил угловую высоту гор для всех румбов. Далее полученная величина сравнивается с высотой Солнца в тех точках горизонта, где предполагается видимый восход или заход Солнца. Этот метод технически прост, но очень трудоемок.

А.С. Гуськов (1976) предложил использовать для определения продолжительности освещения горных метеостанций номограмму Набокова (Янишевский, 1957). Закрытость горизонта в пункте актинометрических наблюдений определяется теодолитом. График закрытости небосвода наносится на номограмму Набокова, вычерченную для соответствующей широты. Время видимого восхода и захода Солнца можно легко найти на пересечении кривых закрытости горизонта и склонения Солнца на данный день. Этот метод удобен для нахождения рассматриваемого показателя лишь в отдельных точках ледника.

П.А. Черкасов и А.С. Инчин (1979) разработали программу расчета на ЭВМ времени восхода и захода Солнца и продолжительности освещения для горных условий на основе крупномасштабного плана ледника и окружающего рельефа. Здесь учитывается закрытость двух видов: экранирование площадки самой себя вследствие ее наклонного положения и затененность горными хребтами. Эта программа была затем модифицирована по нашей просьбе П.А. Черкасовым для периода незаходящего Солнца, т.е. полярного дня (для ледников Полярного Урала).

Прямая солнечная радиация, поступающая на склоны, определяется с помощью склонового коэффициента K_c, который может быть рассчитан для определенной широты, экспозиции и даты с помощью ЭВМ. Для расчета рассеянной солнечной радиации в разных точках ледника П.А. Черкасов использовал, кроме основных значений D, полученных в стационарном пункте наблюдений для разного количества облаков, ее вертикальный градиент, а также поправки на экспозицию элементарных площадок и увеличение D за счет радиации, отраженной от дна долины и заснеженных склонов.

При расчете эффективного излучения также учитывалось его изменение с высотой и для наклонной поверхности. Методика определения альбедо для всей доступной площади ледника, разработанная П.А. Черкасовым, была описана нами в разделе 1.2.

Для оценки составляющих радиационного баланса при ясном, полуясном и пасмурном небе на леднике Шумского в Джунгарском Алатау названный автор использовал результаты многолетних актинометрических измерений на этом леднике и установленные им закономерности изменения отдельных характеристик радиационного режима в зависимости от облачности. В работах (Черкасов, 1980*а*, 1980*б*) приведены карты изменения всех радиационных параметров для разных условий погоды, а также время восхода и захода Солнца и графики изменения S_c и K_c при различных углах наклона. К сожалению, мы не можем воспроизвести их в данной работе из-за мелкого масштаба рисунков.

Обобщая изложенное выше, следует подчеркнуть, что методика, разработанная П.А. Черкасовым, позволяет решить важную задачу расчета полей различных характеристик радиационного баланса для поверхности любого ледника. Но остается не менее существенная проблема получения надежных данных о величинах прямой и рассеянной солнечной радиации и других необходимых параметров, положенных в основу рассмотренной методики, для разных условий погоды, рельефа, высотных интервалов и особенно об альбедо, закономерности изменения которого в пространстве и во времени неодинаковы на разных ледниках и в разные годы. На основе изложенного выше ясно, насколько большую ценность представляют даже разрозненные, короткопериодические результаты метеорологических наблюдений, проводившихся на горных ледниках в периоды широкомасштабных гляциологических исследований. Эти материалы служат основной (а может быть, и единственной) базой для интерполяции и экстраполяции характеристик радиационного режима на всем пространстве ледника или их группы в данном географическом районе и создания разного рода математических моделей.

Описанная выше методика расчета полей составляющих радиационного баланса, а также других показателей, позволяющих оценить количественно степень затененности и экспонированность отдельных точек ледника, была использована нами при изучении колебаний ледника Обручева на Полярном

Урале (Волошина, 1981*в*). Исходные данные для построения карт рассчитаны П.А. Черкасовым по результатам наших наблюдений на этом леднике в летние периоды 1974 – 1977 гг.

Ледник Обручева расположен в типичном, глубоко врезанном каре, обращенном на восток-юго-восток. Кар имеет диаметр до 1,5 км, его стены почти отвесными скалами поднимаются над поверхностью ледника более чем на 500 м. Острые пики увенчивают гребень южной стенки кара. К северной стене примыкает небольшое плато с абсолютной высотой 1075 м. Задняя, западная стенка кара понижена относительно северной и южной примерно на 200 м. Ледник находится в интервале высот 650 – 390 м над ур. моря. Это один из наиболее низко расположенных ледников Полярного Урала. Ледник имеет крутую (до 20°) лобовую часть, которая постепенно переходит в сильно уплощенную центральную зону с углом наклона 4 – 7°. В верхней части фирновой зоны наклон меняется от 12 – 15° до 30 – 35° вблизи стенки кара. Длина открытой части ледника (в период наших исследований) составляла около 1000 м, максимальная ширина — до 450 м, площадь ледника — примерно 0,3 км^2. Столь детальное описание морфометрических характеристик ледника необходимо для дальнейшего рассмотрения полей его радиационных параметров.

Небольшие размеры ледника Обручева позволили нам провести расчет радиационных показателей для всей его поверхности. Топоплан ледника масштаба 1:5 000 был составлен Д.Г. Цветковым (1970) по материалам фототеодолитной съемки, проведенной в августе 1963 г. На этом плане была выделена 61 элементарная площадка со средней площадью 5080 м^2.

Дневные суммы прямой солнечной радиации за ясные дни, полученные расчетным путем с учетом экспозиции и затененности, наносились на схемы ледника в центре каждой площадки. Далее путем интерполяции были проведены изолинии S_c через 50 кал/см^2 (рис. 13) для шести дат, охватывающих весь период абляции. На рисунке легко увидеть, что для ледника Обручева решающую роль в распределении

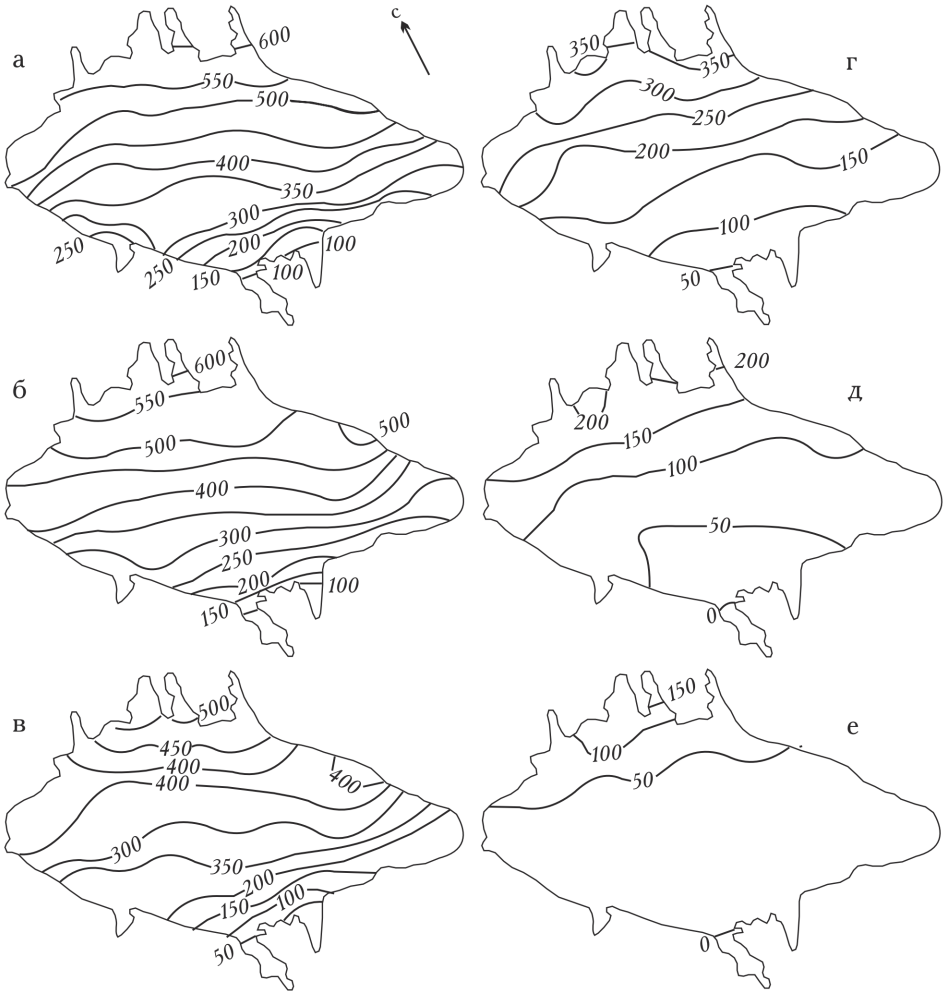


Рис. 13. Приток прямой солнечной радиации на поверхность ледника Обручева в течение периода абляции, кал/(см^2·день). а — 20 июня, б — 10 июля, в — 30 июля, г — 20 августа, д — 10 сентября, е — 30 сентября

Fig. 13. Income of direct solar radiation on Obruchev Glacier surface through ablation period, cal/(cm^2·day). а — 20 June, б — 10 July, в — 30 July, г — 20 August, д — 10 September, е — 30 September

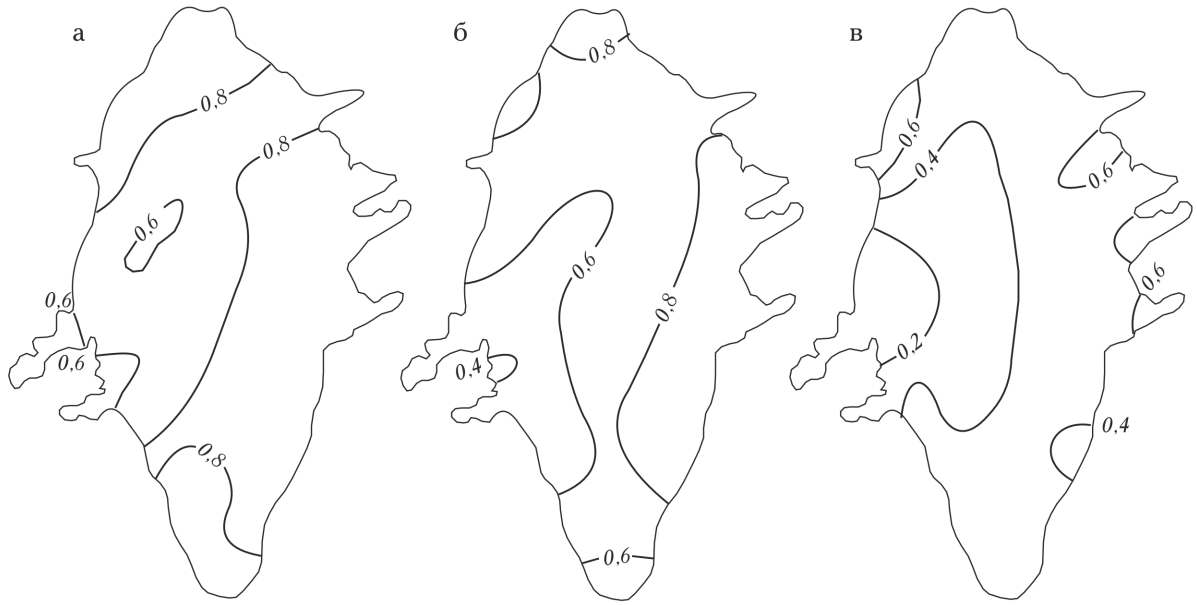


Рис. 14. Распределение коэффициента затененности $K_з$ по поверхности ледника Обручева. а — 20 июня, б — 30 июля, в — 10 сентября

Fig. 14. Distribution of screening coefficient $K_з$ on Obruchev Glacier surface. а — 20 June, б — 30 July, в — 10 September

прямой солнечной радиации по его поверхности играет не экспозиция, а значительная затененность правого борта, где хребет имеет наибольшую высоту. В середине лета граница затененного участка, двигающаяся по леднику с юго-запада на северо-восток, уже в полдень находится в центре фирновой зоны. Изменение максимальной величины S_c при ясном небе в период с 20 июня по 30 сентября существенно зависит от высоты Солнца (20 июня 46°, 30 июля 42°, 10 сентября 28°): на протяжении этого периода она уменьшается в четыре раза. При таких низких полуденных высотах Солнца закрытость горизонта хребтами приобретает важное значение для притока коротковолновой энергии. Как видно на рис. 13*а*, 20 июня дневные суммы S_c меняются от левого борта к правому в 6 раз, а 20 августа — уже в 7 раз; 30 сентября небольшое количество солнечного тепла получает лишь участок, примыкающий к левому краю ледника.

Для количественной оценки такой характеристики окружающего рельефа, как затененность небосвода горами, был рассчитан коэффициент затененности $K_з$, т.е. отношение дневных сумм прямой сол-

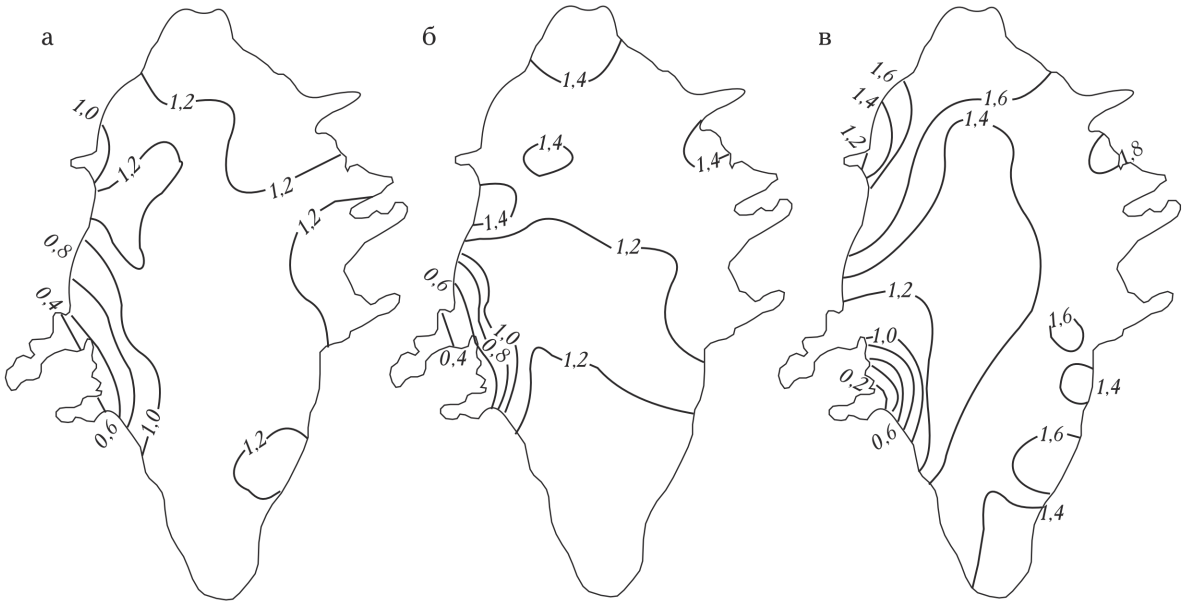


Рис. 15. Изменение склонового коэффициента K_c на поверхности ледника Обручева. а — 20 июня, б — 30 июля, в — 10 сентября

Fig. 15. Changes of shloping coefficient K_c on Obruchev Glacier surface. а — 20 June, б — 30 July, в — 10 September

нечной радиации при данной закрытости горизонта к ее величине для площадки, имеющей те же значения азимута и угла наклона, но не затененной хребтами. Изменение параметра $K_з$ в пространстве и во времени на леднике Обручева показано на рис. 14, из которого видно, что от середины лета к сентябрю относительная затененность возрастает: 20 июня около половины площади характеризуется значениями $K_з$ более 0,80; 30 июля на тех же участках величина $K_з$ меняется в пределах 0,60 – 0,80, а 10 сентября — от 0,30 до 0,60. В абсолютном выражении потери тепла вследствие затененности в середине лета составляют на разных участках от 100 до 500 кал/(см^2·сут) (4,2 – 21,0 МДж/м^2).

Распределение по поверхности ледника Обручева склонового коэффициента K_c (без учета закрытости горизонта) для разных дат показано на рис. 15. В течение всего рассматриваемого периода параметр K_c почти на всей площади ледника имеет величину больше единицы и возрастает от июня к сентябрю. Таким образом, поверхность ледника Обручева экспонирована благоприятно по отношению к прямым солнечным лучам.

Заметим, что методика раздельного анализа влияния экспозиции и закрытости горизонта на инсоляцию ледниковой поверхности дает возможность переходить в оценке солярного климата от одного ледника к целому региону. Для этого, кроме результатов стационарных актинометрических наблюдений в одном пункте, достаточно иметь крупномасштабные планы ледников, по которым определяется степень их затененности и экспозиция отдельных участков.

В качестве комплексного показателя влияния экранированности хребтами и экспозиции ледника на инсоляцию его поверхности было выбрано отношение дневных сумм S_c при данных условиях экспозиции и закрытости горизонта такой же сумме для полностью открытой (не затененной горами)горизонтальной площадки $K_{з,c}$. Как показывает рис. 16, в течение всего исследуемого сезона $K_{з,c}$ меняется на поверхности ледника от величин, близких к нулю, в краевой части, примыкающей к правому борту, до значений больше единицы (максимум 1,15) на конусах выноса логов левого борта ледника. Изолиния $K_{з,c}$, равная единице, означает, что этот участок ледника получает столько же коротковолновой радиации, сколько ее имеет горизонтальная поверхность тех же размеров, открытая солнечным лучам полный световой день. На одних и тех же площадках с уменьшением склонения Солнца величина $K_{з,c}$ убывает, т.е. относительные потери солнечной энергии к осени растут.

Таким образом, и экспозиция, и степень затененности ледника в разных его частях создают условия для наибольшего притока прямой солнечной радиации у левого борта и наименьшего у правого. Значительные различия в инсоляции отдельных участков ледника Обручева в течение всего периода абляции — это одна из основных причин асимметрии его поверхности в средней и нижней части (поверхность наклонена на восток и восток-северо-восток).

Описанные выше безразмерные характеристики радиационного режима всего ледника могут быть не только наглядным показателем влияния рельефа ледника и окружающих хребтов на приток прямой солнечной радиации, но и использоваться для расчетов S_c на ледниках по результатам наблюдений на неледниковых станциях.

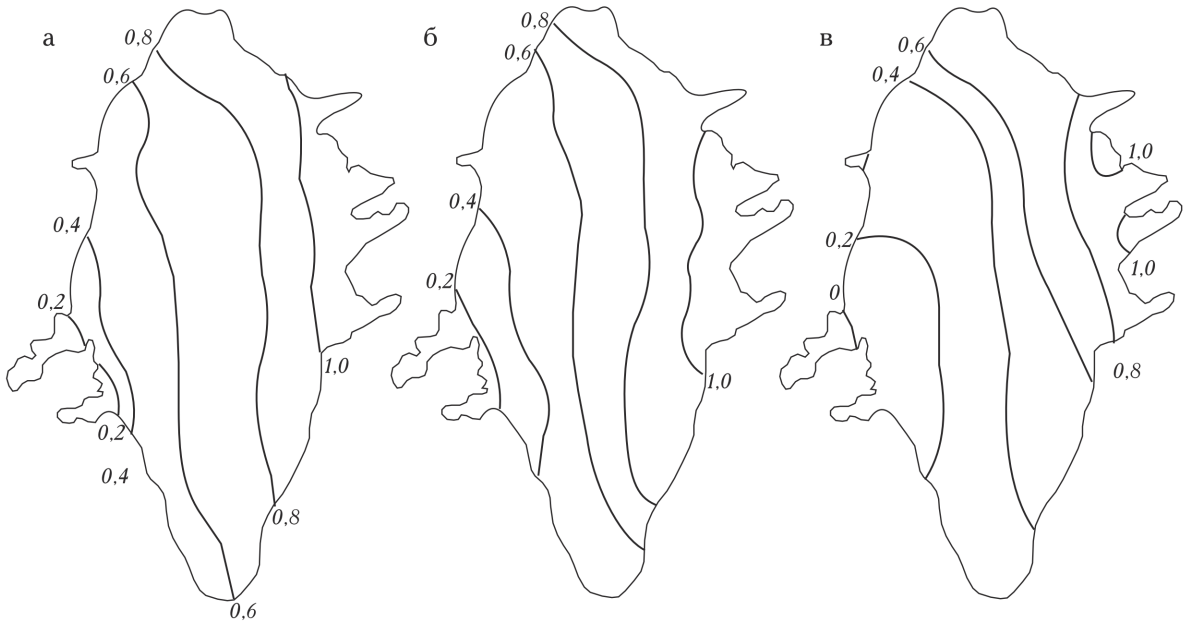


Рис. 16. Изменение параметра $K_{з,c}$ на поверхности ледника Обручева. а — 20 июня, б — 30 июля, в — 10 сентября
Fig. 16. Changes of parameter $K_{з,c}$ on Obruchev Glacier surface. а — 20 June, б — 30 July, в — 10 September

РЕЗЮМЕ

1. Метеорологические и, в частности, актинометрические наблюдения на горных ледниках, выполненные в периоды МГГ, МГД и в последующие годы, позволили накопить обширные материалы и на их основе установить ряд закономерностей, характерных для компонентов радиационного баланса, который является основным видом тепловой энергии, расходуемой на таяние снега и льда (по крайней мере, в умеренных и субтропических широтах).

2. Приток прямой солнечной радиации на перпендикулярную к солнечным лучам поверхность при ясном небе S в высокогорных районах значительно выше, чем в предгорьях и на равнине (в летние месяцы примерно на 20 – 25%), что обусловлено высокой степенью прозрачности атмосферы. Наибольшие значения коэффициента прозрачности зафиксированы на седловине Эльбруса (5300 м) — от 0,912 до 0,932. В среднем на высотах 3000 – 4000 м на ледниках Кавказа, Тянь-Шаня и Памиро-Алая величина этого показателя колеблется в пределах 0,82 – 0,88 (табл. 1.1). На Кавказе условия для притока прямой солнечной радиации более благоприятны, чем в горах Средней Азии, что связано с преобладанием мало трансформированных масс арктического и атлантического воздуха.

3. Сопоставление прямой солнечной радиации и других составляющих радиационного баланса в разных регионах затруднено тем обстоятельством, что актинометрические измерения на ледниках, имеющие чаще всего короткие ряды, проводились в разных условиях рельефа (затененность, абсолютная высота, характер окружающих склонов, экспозиция и др.) и, главным образом, облачности. Поэтому для сравнения отдельных радиационных характеристик в работе использована типизация погоды, основанная на генетических принципах (вид циркуляции, формирование облачности, осадки). Данные по разным районам сравниваются для четырех типов погоды: антициклонального A, конвективного без осадков K_1, конвективного с осадками K_2 и фронтального Φ, что позволяет почти полностью исключить различия в облачности. Такие данные для всех компонентов радиационного баланса опубликованы по ледникам Марух, Туюксу и Медвежий. Дневные суммы прямой солнечной радиации на горизонтальную поверхность при типе A достигают на этих ледниках 570 – 650 кал/см^2 (23,9 – 27,2 МДж/м^2). Относительная величина S_z для типов K_1, K_2 и Φ в среднем для трех названных ледников составляет соответственно 81, 29 и 9% по сравнению с ее значениями для типа A (табл. 1.2).

4. В реальных условиях приток прямой солнечной радиации в горах происходит на экспонированную поверхность, характеризующуюся разными углами наклона и ориентацией (имеется в виду как общая экспозиция ледниковой поверхности, так и особенности микро- и мезорельефа). Расчеты показали, что в низких широтах (38°) в течение почти всего лета горизонтальная площадка получает солнечной энергии на 5 – 30% больше, чем склоны любой экспозиции (табл. 1.3). На широте Полярного круга картина иная — на склоны любой ориентации (кроме северной) солнечной радиации поступает гораздо больше, чем на горизонтальную поверхность. Наибольшее относительное повышение радиации отмечается на южных склонах, особенно в конце лета (при угле наклона в 30° в 1,5 – 2 раза). Таким образом, в южных районах особенность облучения физической поверхности ледников такова, что она способствует уплощению поверхности, сглаживанию холмов; в северных областях может наблюдаться обратная картина — увеличение изрезанности микро- и мезорельефа поверхности ледников (при радиационном типе таяния).

5. Интенсивность рассеянной солнечной радиации D при безоблачном небе в высокогорье почти вдвое меньше, чем на равнине, что связано с большой прозрачностью атмосферы и значительной закрытостью горизонта в горных долинах. Основной фактор увеличения диффузной радиации — это облачность, оказывающая в горах большое влияние благодаря значительному развитию кучевых облаков. Например, на фирновом поле Эльбруса при малой закрытости небосвода горами интенсивность D_n при 7 – 9 баллах возрастала по сравнению с ее величиной при безоблачном небе в 4 – 7 раз. Эта зависимость в разных ледниковых районах неодинакова: на Западном Кавказе рост дневных сумм D_n наблюдается при развитии облачности лишь до 7 баллов, на ледниках Памира — вплоть до 10 баллов. Последнее связано с особенностями формирования облачности на Памире, где облака нижнего яруса и вертикального развития располагаются на бóльших высотах, чем на Кавказе, имеют меньшую толщину и значительные просветы.

6. Величина суммарной солнечной радиации Q, определяемая закономерностями изменения прямой и рассеянной радиации, в большей степени зависит от S_z, поэтому при увеличении количества облаков всегда уменьшается. По данным наблюдений на ледниках Марух, Туюксу и Медвежий дневные суммы Q, принятые для типа A за 100%, при типах K_1, K_2 и Φ составляют соответственно 89, 63 и 39%. В разных районах доля рассеянной радиации D/Q колеблется от 0,11 – 0,18 при антициклональной погоде до 0,67 – 0,92 при фронтальной (табл. 1.5).

Поскольку в горных ледниковых районах сеть актинометрических станций крайне редка, автором предложена методика расчета суммарной солнечной радиации за теплый период года, в основу которой положены зависимость дневных сумм Q_0 при безоблачном небе от полуденной высоты Солнца (а) и связь отношения суммарной радиации при действительной облачности к ее величине при безоблачном небе Q_n/Q_0 с количеством облаков, установленные по наблюдениям на леднике за один летний сезон (б). Располагая данными по облачности ближайшей

к леднику метеостанции, на основе таких связей можно рассчитать суммарную радиацию за любое число лет.

7. Альбедо A — один из главных факторов, определяющих радиационный баланс ледниковой поверхности, и наиболее изменчивая характеристика, зависящая от типа поверхности, степени ее загрязненности и увлажненности, а также от времени суток. С этими особенностями связаны трудности его определения для разных периодов времени и участков ледника.

Качественная оценка типов поверхности ледника, степени его загрязненности и увлажнения приведена во многих гляциологических исследованиях. Наиболее полная сводка этих данных содержится в работе В.Г. Коновалова, который предложил классификацию типов поверхности по характеру альбедо (табл. 1.8). Всего выделено восемь типов — от сухого чистого снега (среднее альбедо 0,7) до льда под мореной (0,10 – 0,14). В основном данная классификация отражает качественные оценки альбедо разных видов поверхности снега, фирна и льда, сделанные отдельными авторами, хотя в некоторых работах приводятся и экстремальные величины этого параметра, выходящие за рамки тех значений, которые указаны в работах В.Г. Коновалова. Один из недостатков применения этой типизации заключается в трудности проведении границ между соседними зонами — часто наблюдается пятнистость участков с разным альбедо или постепенное изменение загрязненности поверхности снега или льда. Другая трудность — это необходимость оконтуривания участков с разными значениями альбедо многократно в течение периода абляции, по мере продвижения границы сезонного снега или в результате выпадения свежего снега. В этих случаях могут быть полезными фотосъемка с высоких точек горного обрамления ледника, а также методика оценки альбедо с самолета или вертолета при помощи альбедометра и синхронной фотосъемки, разработанная А.М. Гринберг. В основу этой методики положены идентификация альбедо по оптической плотности снимка при фиксированных условиях на поверхности ледника (альбедосъемка, использование эталонов предельных значений альбедо). Минусы метода — трудоемкость, значительные денежные затраты, необходимость повторения съемок несколько раз в течение лета.

8. Влияние летних снегопадов, имеющих очень важное значение в формировании летнего и годового баланса массы ледников, к настоящему времени изучено мало. Их роль заключается не только в изменении альбедо (особенно в области открытого льда). В период выпадения снега вместо таяния происходит аккумуляция вещества, т.е. текущий баланс массы становится положительным; граница сезонного снега опускается, иногда до конца ледника; сокращается реальная длительность периода абляции; в ряде районов после снегопадов образуется наложенный лед, характеризующийся большими величинами альбедо. Особенно ярко эти процессы выражены в ледниковых районах с весенне-летним максимумом осадков (Алтай, Тянь-Шань). Они способствуют сохранению массы и таким образом устойчивому существованию многих ледников.

Для количественной оценки влияния летних снегопадов используются разные способы: а) расчет потери тепла из-за увеличения альбедо; б) учет фактического сокращения периода абляции из-за перерывов в летнем таянии снега и льда; в) гидрометрические измерения, учитывающие изменение водности вытекающих из ледников потоков по сравнению с обычными условиями.

9. Поскольку снег и лед представляют собой полупрозрачную среду для коротковолновой радиации, поступающей на поверхность ледника, энергообмен происходит в определенном слое, толщина которого зависит от плотности, загрязненности, степени увлажнения, условий погоды и других факторов. Немногочисленные работы на ледниках, посвященные этому вопросу, дают представление о поглощении, рассеянии и отражении солнечной радиации, проникшей на некоторую глубину, лишь для конкретных условий, перечисленных выше. Так, по измерениям Б.П. Кароль на леднике Федченко, в свежий снег на глубину 10 см проникает около 5%, в фирн на глубину 9 см — лишь 3%, а в лед на глубину 12 см — примерно 4% поглощенной коротковолновой радиации. На леднике МГУ (Полярный Урал) радиация, проникшая в лед на глубину 10 см при ясной погоде, в разное время дня составляла 27 – 33 % (табл. 1.9). Практическое значение радиации, проникающей в верхние слои ледника, заключается в образовании коры таяния, т.е. разрыхлении приповерхностного слоя льда, а также в прогревании 10 – 20-сантиметрового слоя снега, фирна или льда в утренние часы, что способствует более раннему началу дневного периода абляции.

10. Эффективное излучение поверхности ледников $E_{эф}$ мало по сравнению с таковым для других видов деятельной поверхности земли вследствие того, что собственное излучение ледника ограничено максимальной температурой его поверхности (0 °С). Указанный факт играет существенную положительную роль при формировании радиационного баланса ледников. В дневное время суток этот параметр вычисляется как остаточный член из уравнения радиационного баланса и содержит ряд погрешностей (от 15 до 35% в зависимости от абсолютной величины), т.е. имеет место недоучет потери тепла длинноволновым излучением. Интенсивность $E_{эф}$ на горных ледниках при ясном небе колеблется чаще всего в пределах 0,08 – 0,11 кал/(см^2·мин) (56 – 77 Вт/м^2), она растет с высотой до определенного уровня, зависящего от средней высоты хребтов в данном регионе. Выше этого уровня $E_{эф}$ начинает падать, что может быть связано с понижением температуры свободной атмосферы. При наличии облаков, особенно нижнего яруса и вертикального развития, а также в теплых регионах на небольших высотах (например, ледники

Медвежий, Обручева) эффективное излучение приближается к нулевым значениям или меняет знак, становясь положительным членом радиационного баланса.

Сопоставление $E_{эф}$ поверхности ледника и участка морены указывает на значительные различия в суточных и особенно в дневных суммах $E_{эф}$. Так, на леднике Голубина по измерениям в ясные дни августа 1982 г. величины $E_{эф}$ на леднике за дневной период были меньше, чем на морене, в 4,5 раза, а за сутки — вдвое.

11. Сравнение компонентов радиационного баланса и его итоговой величины B девяти ледников в диапазоне широт от 67 до 36° с.ш. позволяет отметить определенную тенденцию в изменении отдельных параметров, несмотря на различия в абсолютных высотах, типе поверхности и периодах наблюдений (табл. 1.15). Рост суммарной радиации в указанном направлении от 327 кал/(см^2·сут) (13,7 МДж/м^2) на леднике ИГАН (Полярный Урал) до 723 кал/(см^2·сут) (30,3 МДж/м^2) в Западном Каракоруме закономерен, так как он обусловлен увеличением высоты Солнца и уменьшением облачности, т.е. климатическими факторами.

Изменение баланса длинноволновой радиации выражено не так четко, что может быть связано с разным высотным положением ледников, температурой атмосферы и локальными условиями развития облачности (а возможно, также с разной методикой определения $B_д$).

Диапазон колебаний результирующей величины радиационного баланса поверхности ледников очень велик: от -15 кал/(см^2·сут) (-0,6 МДж/м^2) на леднике Федченко (4880 м, снег) до 454 кал/(см^2·сут) (19,0 МДж/м^2) на леднике Медвежий (3050 м, лед). Приведенные данные получены на соседних ледниках. Таким образом, важная особенность формирования радиационного баланса ледников заключается в том, что на одном и том же леднике (или их группе) в пределах небольшого региона, но в значительном интервале высот, амплитуда колебаний радиационного баланса может быть больше той, которая отмечается для ледников разных широт — от полярных до субтропических.

12. Наглядным показателем "энергетических возможностей" того или иного типа подстилающей поверхности может служить отношение B/Q, зависящее от альбедо и эффективного излучения. Например, на леднике Марух параметр B/Q повышается от июня к августу в области питания с 0,34 до 0,38, а в нижней части области абляции — с 0,58 до 0,77. На ледниках Эльбруса при альбедо 45% значение B/Q равнялось 0,43; с повышением альбедо до 70% рассматриваемый параметр уменьшался до 0,18. Для прилегающей морены значение B/Q колеблется в пределах от 0,40 до 0,60 в зависимости от альбедо и степени нагревания поверхности.

13. Благодаря различиям в интенсивности эффективного излучения поверхности ледника и морены в светлое время суток радиационный баланс открытого (незамороженного) льда на леднике чаще всего, особенно в ясные дни, оказывается выше, чем морены. Длительные синхронные наблюдения в области абляции ледника Марух и ниже его конца , на скальном обнажении, покрытом мелкоземом, позволили установить, что радиационный баланс поверхности ледника в июле — августе может быть в 1,5 раза выше, чем морены, несмотря на очень низкие значения ее альбедо (табл. 1.20).

14. На основе данных актинометрических наблюдений в отдельных пунктах ледников ряд исследователей (В.Н, Адаменко, В.И. Кравцова, А.П. Волошина) рассчитывали компоненты радиационного баланса для всей поверхности ледника, используя различные формулы, таблицы, номограммы. Карты распределения S и других параметров были построены для ледника ИГАН (Полярный Урал), Эльбруса, ледника Марух (Западный Кавказ) в основном за ясные дни (поскольку учет облачности представляет большие трудности). Анализ таких полей позволил установить пределы колебаний отдельных компонентов B в зависимости от экспозиции всего ледника и его отдельных участков, закрытости горизонта и альбедо.

15. Принципиально иная методика расчета составляющих радиационного баланса, а также ряда характеристик, отражающих особенности радиационного режима данного ледника, разработана П.А. Черкасовым с применением компьютерных программ. На основе крупномасштабного плана ледника выделяются так называемые элементарные площадки, т.е. небольшие участки, различающиеся по ориентации и крутизне, и для каждой из них рассчитывается прямая солнечная радиация, коэффициент затененности $K_з$ и склоновый коэффициент K_c, дающие количественное представление о соотношении прямой солнечной радиации, поступающей на горизонтальную площадку в условиях полной открытости небосвода, к ее величине в реальных условиях экспонированности и затененности хребтами. Для определения прямой и рассеянной солнечной радиации и эффективного излучения в пределах ледника использовались также вертикальные градиенты этих параметров, рассчитанные автором рассматриваемой методики и другими исследователями. Этот метод позволяет получить распределение основных компонентов радиационного баланса для всей поверхности ледника.

16. Методику, предложенную П.А. Черкасовым, мы использовали для расчета количественных характеристик и анализа радиационного режима ледника Обручева. Параметры, полученные для нескольких дат, дают представление об их изменении в течение всего периода абляции. Так, при максимальной высоте Солнца (20 июня) за счет значительной затененности на юго-западе (ледник ориентирован на восток-юго-восток) приток прямой солнечной радиации меняется от левого борта к правому от 600 до 100 кал/(см^2·сут), или 25,1 – 4,2 МДж/м^2. Коэффициент, характеризующий комплексное влияние и экспозиции

и закрытости горизонта $K_{3,c}$, в течение большей части летнего сезона колеблется в пределах от 0,2 у правого борта до 1,0 на конусах выноса левого борта ледника.

17. Представленные выше выводы позволяют подвести некоторые общие итоги исследований радиационного баланса горных ледников за рассматриваемый период (50 – 80-е годы XX столетия). На основе короткопериодических (1 – 2 месяца) и более продолжительных (несколько летних сезонов) метеорологических наблюдений установлены характерные величины всех компонентов радиационного баланса для разных условий погоды и закономерности их изменения с высотой в большинстве горно-ледниковых районов бывшего СССР.

По результатам измерений на отдельных ледниках разработаны методы расчета суммарной солнечной радиации, дистанционного определения альбедо, оценки влияния летних снегопадов на абляцию снега и льда, расчета составляющих радиационного баланса и ряда количественных показателей, характеризующих условия инсоляции всей поверхности ледника.

SUMMARY

1. Meteorological specifically actinometric observations on mountain glaciers, realized within IGY, IHD and subsequent years, made it possible to accumulate vast information and to establish on its basis series of objective laws, typical for components of radiation balance, which is the main form of heat energy, at any rate, at moderate and subtropical latitudes.

2. The income of direct solar radiation on surface perpendicular to solar rays under clear sky in high mountain regions is much greater, than in foothills and plain (in summer approximately by 20 – 25%), that is caused by extreme atmosphere transparency. Most values of transparency coefficient were obtained on saddle of the Elbrus (5300 m above sea level) — from 0.912 to 0.932. The value of this coefficient varies from 0.820 to 0.880 on the Caucasus, Tien-Shan and Pamir-Alay glaciers at altitudes of 3000 – 4000 m (Table 1.1). The conditions for income of direct solar radiation are more favorable in the Caucasus, than in the mountains of Middle Asia, and it is caused by prevalence of little transformed arctic and atlantic air masses.

3. Comparison of direct solar radiation and the other radiation balance components for different regions is complicated by those circumstances, that actinometric observations often had short duration on glaciers and they were realized in different relief conditions (screening by mountain ranges, altitude, character of surrounding slopes, exposition etc.) and mainly — cloudiness. Therefore to compare some radiation constituents, typization of weather was suggested by author, based on genetic principles (form of circulation, formation of cloudiness, precipitation). The results of observations in different regions are compared for 4 types of weather: anticyclonic A, convectional without precipitation K_1, convectional with precipitation K_2 and frontal Φ, that allows to exclude the differences in cloudiness. Such information on all components of radiation balance was published on Marush, Tuyuksu and Medvezhiy glaciers. Daily sum of direct solar radiation on horizontal surface reached on mentioned glaciers 570 – 650 cal/cm^2 (23.9 – 27.2 MJ/m^2) for type A. Relative decrease for types K_1, K_2 and Φ averaged accordingly up to 81, 29 and 9% (Table 1.2).

4. In the real conditions the income of direct solar radiation S takes place on the surface, characterized by different angles of slope and orientation (both general exposition of glacier surface and peculiarities of micro- and mesorelief). The estimations showed, that at low latitudes (38°) during almost all summer horizontal site gets for the whole day by 5 – 30% of the solar energy more, that the slopes of any exposition (Table 1.3). At the latitude of the polar circle (67°) we have another case — solar radiation, coming to the slopes of any orientation (except northern), is much more, than the one to horizontal site. The most considerable relative increase of radiation was noted for southern slopes especially in the late summer (at the slope angle of 30° — by 1.5 – 2 times). So, the peculiarity of irradiation of glaciers physical surface in southern regions is such, that it leads to making the surface more plane and smoothing hills. The opposite phenomenon can take place in northern regions — in the end of summer micro- and mesorelief of glaciers is scarred more, than in the beginning of warm season (if radiation factor of melting prevails).

5. The intensity of diffuse radiation D under cloudless sky is almost twice less in high mountains, than in plain, that is connected with high atmosphere transparence and considerable screening in mountain valleys. The main factor of diffuse radiation increase is cloudiness, which has an effect due to considerable development of cumulus clouds. For instance, on the firn plateau of Elbrus in almost open horizon the intensity of diffuse radiation, if cloudiness is 7 – 9 tenths and the sun disk is clear, increased in comparison with its value under cloudless sky 4 – 7 times.

Dependence of daily sum of diffuse radiation on cloudiness is different in different regions: in the Western Caucasus increase of its sum occurs only to 7 tenths, on the Pamirs glaciers — up to 10 tenths of cloudiness. It is connected with the peculiarities of cloudiness formation: in the Pamirs the lower clouds and clouds with vertical development are higher, than in the Caucasus, besides they are thinner and have considerable gaps.

6. The value of global solar radiation Q, which is determined by direct and diffuse radiation variance, depends to a considerable extent on insolation of surface, that's why it decreases when the amount of clouds grows and anticyclonic type of weather changes to frontal one. On the basis of observations on Marukh, Tuyuksu and Medvezhiy glaciers, the mean sums of Q for type A equal 100%, and for types K_1, K_2 and Φ are 89, 63 and 39% accordingly. In some regions the part of diffuse radiation in global one changes from 0.11 – 0.18 for type A to 0.67 – 0.92 for type Φ (Table 1.5).

Since in mountain regions the net of actinometric stations is very sparse, the author proposed the method for estimation of global solar radiation for warm period of year, which has the following basis: a) dependence of daily sum for cloudless sky Q_o on midday sun elevation; b) connection of ratio of global radiation for observational cloudiness to its value for cloudless sky (Q_n/Q_o) with the amount of clouds. These connections were obtained from the observations data on the Medvezhiy glacier in July — August, 1972. The values of cloudiness for 20 years from the nearest weather station Fedchenko Glacier were also used.

7. Albedo is one of the main factors, determining radiation balance of glacier surface and it is the most changeable parameter, depending on surface type, rate of its pollution and moistening, and also — on part of day. These peculiarities of albedo cause the difficulties of its measurement in different hours of day and in separate areas of glacier. The method for albedo determination with the help of plane or helicopter using albedometer and synchronic photography of glacier is of great interest. In basis of this method lies identification of albedo with the help of optical density of photos for fixed conditions on the glacier surface. Defects of this method are time-taking work, high price and necessity of the work reiteration several times throughout the summer.

Qualitative evaluation of glacier surface types is published in many glaciological investigations. The most complete report is contained in works of V.G. Konovalov, who suggested the classification of glacier surface types by albedo character (Table 1.8). Eight types were selected — from dry clean snow (mean albedo 0.7) to ice under moraine (0.10 – 0.14). This classification mainly reflects qualitative evaluation of albedo for different conditions on the snow, firn and ice surface, made by several authors, though there are extreme values of this parameter in some works, differing from those, which were placed in V.G. Konovalov's works.

One of difficulties for using of this typization is drawing of boundaries between neighbouring zones — there are spots on the surface with different albedo or, on the contrary, gradual change of ice or snow pollution. Another difficulty is the necessity to draw contours for some parts of surface with different values of albedo many times during the summer, as snow limit moves, or after snowfalls. In these cases photography from the high point of the range, surrounding the glacier valley, can be useful.

8. The role of summer snowfalls, influencing the summer and annual mass balance of glacier, was studied insufficiently at present. Their importance is connected not only with changing albedo, especially in zone, free of snow. During and after snowfalls accumulation takes place instead of melting, i.e., mass balance becomes positive; seasonal snow limit goes down, sometimes up to the end of glacier; real duration of ablation period decreases; in some regions superimposed ice is formed, which is characterized by great values of albedo. Very intensively these processes find expression in the glacier regions with spring-summer maximum of precipitation (Altay, Tien-Shan). Snowfalls contribute to conservation of mass and therefore — to existence of many glaciers.

The quantitive valuation of summer snowfalls influence can be made by different methods: a) the calculation of heat expense; b) accounting of actual decrease of ablation period owing to interruptions in summer melting of snow and ice; c) hydrometric measurements taking into consideration change of water amount in the streams, flowing out of glaciers, compared with usual conditions.

9. As snow and ice are semi-transparent medium for short-wave radiation, coming into glacier, energy exchange is fulfilled in the certain layer, and its thickness depends on density, pollution, moisture, weather conditions and other factors. Few studies on glaciers, devoted to this question, give an idea about absorption, penetrating at some depth, but only for the certain conditions, mentioned above.

For instance, in the results of measurements, made by B.P. Karol on Fedchenko Glacier (the Pamirs), only about 5% of short-ware radiation absorbed by glacier, penetrates in fresh snow up to depth of 10 cm, in firn — to the depth of 9 cm — only 3%, and in ice to the depth of 12 cm — approximately 4%. On MGU glacier (the Polar Urals) the radiation, penetrated into ice to the depth of 10 cm in clear sky conditions, equaled to 27 – 33% in the different parts of day (Table 1.9).

Practical importance of radiation, penetrating into upper layers of glaciers, consists in formation of radiation crust, i.e., in loosing of sub-surface ice layer, and also in warming of 10 – 20 cm firn or ice layer in the morning, that contributes to earlier beginning of day-time melting.

10. Effective radiation of glacier surface $E_{эф}$ (or long-wave radiation balance with opposite sign) is small in comparison with this parameter for other types of ground surface due to the fact, that glacier own eradiation is limited by the maximum temperature of its surface (0 °C). This fact has the important positive role for formation of glacier radiation balance. In the day-time this parameter is calculated as remaining part of radiation balance equation and contains some amounts of errors (from 15 to 35% depending on the absolute magnitude). On mountain glaciers under clear sky intensity of $E_{эф}$ varies most often in the limits of 0.08 – 0.11 cal/ cm^2 (56 – 77 W/m^2), it increases with altitude up to certain level, that depends on medium altitude of ranges in some region. Effective radiation becomes less higher than this level, and this fact can be connected with the lowering of free atmosphere temperature. $E_{эф}$ approaches to zero or even changes sign and becomes the positive component of radiation balance in warm regions at low altitudes and in cloudy weather as well.

Comparison of $E_{эф}$ on glacier and moraine site, situated at the same altitude, was made in some regions and it shows at considerable distinctions of sum $E_{эф}$ for the whole day and especially for day-time on these sites. For instance, on Golubin Glacier (Kirguiz range) the following values of $E_{эф}$ were obtained for 7 clear days in August, 1982: the sums of this parameter for day-time on the glacier and moraine equaled to 20 and 112 cal/ cm^2 (0.8 and

4.7 MJ/m^2) accordingly, for the whole day – 102 and 206 cal/ cm^2 (4.3 and 8.6 MJ/m^2).

11. The comparison of the radiation balance components and its total amount *B*, made for 9 glaciers in the latitudes range 67 – 35° N, allows to note the certain tendency in changes of some parameters in spite of the differences in altitude, surface type and measurement period (Table 1.15). The increase of global radiation from the north to the south from 327 cal/(cm^2·day) (13.7 MJ/m^2) on IGAN Glacier (the Polar Urals) up to 723 cal/(cm^2·day) (30.3 MJ/m^2) in the Western Karakoram is quite normal, as it is caused by the increase of the sun elevation and decrease of cloudiness, i.e., by climate factors.

The change of long-wave radiation balance is not so cleary expressed, which can be caused by different altitude of glaciers, atmosphere temperature and local conditions of cloudiness formation.

The range of radiation balance fluctuations on glaciers surface is very large: from -15 cal/(cm^2·day) (-0.6 MJ/m^2) on Fedchenko Glacier (4880 m, snow) up to 454 cal/(cm^2·day) (19.0 WJ/m^2) on Medvezhiy Glacier (3050 m, ice). It should be noted, that these results were obtained on the neighbouring glaciers. So, the important peculiarity of radiation balance formation lies in the fact, than on the same glacier (or a group of them) in small region but in the considerable interval of height amplitude net radiation fluctuations is more than the one which takes place on glacier from polar to subtropical latitudes. On the Elbrus we have obtained the daily values of net radiation in the interval from -12 cal/cm^2 (-0.5 MJ/m^2) on the saddle (5300 m, snow) to 395 cal/cm^2 (16.6 MJ/m^2) on Bolshoy Azau Glacier (2620 m, ice).

12. Ratio of B/Q, mainly depending on albedo and effective radiation, can be the obvious indicator of "energetic possibilities" of different types ob ground surface. For example, on Marukh Glacier parameter *B/Q* increased from June to August in the limits of 0.34 – 0.38 in firn zone and 0.58 – 0.77 in ablation area. On the Elbrus glaciers, when albedo was 45%, *B/Q* averaged 0.43; if albedo increased to 70%, *B/Q* ratio decreased to 0.18. On moraine, adjoined to glacier, parameter *B/Q* varied in the interval of 0.40 – 0.60 depending on albedo and on the surface warming degree.

13. Owing to the difference in the rate of effective radiation of glacier and moraine surface net radiation of clean (without moraine coverage) ice in the day-time is more, than on moraine, especially under clear-sky weather. Prolonged synchronous measurements in ablation area of Marukh Glacier and lower than its end, on the rocky ground with small moraine particles (2500 m above s.l.) showed, that glacier surface net radiation in July — August can be 1.5 times higher, than for moraine, in spite of very low value of its albedo (Table 1.20).

14. Some researchers attempted to estimate the radiation balance components for entire glacier surface on the basis of the actinometric observations in the certain points of glacier using different formulas, calculation tables and nomograms. Such maps have been made for some glaciers (IGAN and Obruchev in the Polar Urals, Elbrus and Marukh in the Caucasus) mainly for clear days (since taking cloudiness into consideration has some difficulties). Analysis of direct solar radiation and the other parameters distribution on glacier surface gave opportunity to know the limits of their fluctuations depending on exposition in some parts of glacier, screening of horizon by ranges and albedo.

15. Fundamentally different method for estimation of radiation balance components, reflecting the peculiarities of some glaciers radiation regime, was developed by P.A. Cherkasov, who used special computer programs. Small areas, varying by orientation and slope angle, are selected on the basis of large-scale glacier scheme and for each of these areas direct solar radiation, coefficient of screening and slope coefficient are estimated. These parameters give the quantitive notion of direct radiation ratio for horizontal site, if horizon is quite open, to its value in real conditions (screening by mountain ranges and exposition). To estimate direct, diffuse and effective radiation of entire glacier surface by described method, vertical gradients of these parameters were also used, based on the observations of P.A. Cherkasov and other researchers. This method makes it possible to obtain distribution of main radiation balance components for entire glacier surface.

16. The method, suggested by P.A. Cherkasov, was utilized by the author of this work for estimations and analysis of Obruchev Glacier radiation regime. The parameters, received for some days, give ideas about their variance during entire ablation period. Thus, when the sun elevation is maximum (20 June), the income of direct solar radiation changes from 600 to 100 cal/(cm^2·day), or 25.1 – 4.2 MJ/m^2 from the left to the right margin of glacier owing to considerable screening at south-west (Obruchev Glacier is orientated to east-south-east). The coefficient, characterizing the combined influence of exposition and screening of horizon, varies during the most part of summer in the interval between 0.2 near the right edge and 1.0 near the left edge of the glacier.

17. The conclusions, represented above, make it possible to sum up researches results of mountain glaciers radiation balance for period of the fifties-eighties of the XX century. On the basis of short-term (1 – 2 months) and more prolonged (some warm seasons) meteorological measurements typical values of all radiation balance components for differernt waters conditions and the objective laws of their changes with elevation were established in majority mountain-glaciated regions of former USSR.

On the basis of researches on certain glaciers some computation methods were developed, namely, determing global radiation, remote albedo, appreciation of summer snowfalls influence on snow and ice ablation, also estimation of radiation balance components and some quantitative parameters, that determine the conditions of insolation for entire glacier surface.

Глава 2

ТУРБУЛЕНТНЫЙ ТЕПЛО- И ВЛАГООБМЕН. СТРУКТУРА ТЕПЛОВОГО БАЛАНСА

В отличие от компонентов радиационного баланса, характеристики турбулентного обмена как на равнине, так и в горной местности рассчитываются косвенными методами. При этом чаще всего используются результаты так называемых градиентных наблюдений, т.е. вертикальные градиенты температуры воздуха и упругости водяного пара, а также скорость ветра в слое, непосредственно примыкающем к подстилающей поверхности. Стандартная методика, применяемая на сети метеорологических станций, разработана для условий равновесной и неустойчивой стратификации и слабых инверсий температуры воздуха.

С конца 50-х годов, когда гляциометеорологические исследования стали проводиться в большом числе горно-ледниковых районов, многочисленные методы расчета параметров турбулентного обмена, разработанные для равнинных территорий, были "перенесены" на ледники. При этом не учитывалось, что механизм турбулентности здесь чрезвычайно сложен и отличается от такового на равнинах: а) наличие круглосуточной и глубокой инверсии температуры затрудняет динамическую турбулентность; б) постоянные параметры в полуэмпирических формулах, рассчитанные для горизонтальной однородной поверхности, неприменимы в условиях наклонного ледника, обрамленного крутыми склонами гор; в) местная циркуляция воздуха, включающая стоковый ветер, долинный поток, ветры склонов, фён из свободной атмосферы, представляет собой нестационарный поток, внутри которого температурные, влажностные и ветровые характеристики варьируют в вертикальном и горизонтальном направлениях, а также в разные промежутки времени.

Исходя из сказанного становится понятным, что методы расчета турбулентных потоков тепла P и влаги E, основанные на применении полуэмпирической теории турбулентности для установившегося потока воздуха над обширной ровной поверхностью, не могут быть использованы, так как дают недостоверные результаты в условиях горного ледника. Но такие выводы были получены некоторыми авторами в результате исследований в ряде ледниковых районов лишь спустя значительное число лет, когда были накоплены и проанализированы материалы градиентных наблюдений и опробованы разные методы расчета параметров турбулентного обмена в большом диапазоне температурных и иных показателей, разных условиях климата, при различной структуре теплового баланса.

Особое значение при определении характеристик турбулентного обмена имеет распределение скорости ветра в нижнем приледниковом слое воздуха. Как было установлено в ряде работ, от этого фактора в значительной мере зависят интенсивность обмена, величина слоя воздуха, в котором должны проводиться градиентные наблюдения, и в целом применимость той или иной расчетной формулы.

Обоснованность выбора какого-либо метода оценки количества тепла, обусловленного турбулентным тепло- и влагообменом (P и LE, здесь L — скрытая теплота испарения-конденсации, равная 600 кал/г при 0 °С), может быть доказана в какой-то мере путем сопоставления измеренных и рассчитанных величин таяния, полученных из уравнения теплового баланса. Но в большинстве горно-ледниковых районов средних широт преобладающая часть энергии, затрачиваемой на таяние, поступает от солнечной радиации, а величины P и LE ничтожно малы и нередко имеют разные знаки. Очевидно, что проверка применимости той или иной формулы расчета может проводиться лишь при определенных условиях, а именно: а) в результате турбулентного влагообмена на леднике существенно преобладает конденсация, так как в противном случае (при испарении) разность $P - LE$, как правило, близка к нулю при любых значениях каждого из параметров.; б) член уравнения теплового баланса $P + LE$ должен быть того же порядка, что и радиационный баланс, и выражаться достаточно большими по абсолютной величине значениями, так как при малых величинах ошибки измерений затрат тепла на таяние и радиационного баланса сопоставимы с параметрами P и LE.

В большинстве случаев при оценке применимости формул, выбранных отдельными авторами, условия, изложенные выше, не выполнялись, что ставит под сомнение полученные ими величины P и LE, даже если измеренный и рассчитанный слои стаявшего снега (льда) имеют близкие значения. Таким образом, приводимые в этой главе данные по отдельным ледниковым регионам следует считать весьма условными и пригодными лишь для оценки порядка величин параметров турбулентного обмена и их относительной доли в структуре теплового баланса.

2.1. Методы измерений и расчетов параметров турбулентного тепло- и влагообмена

Прямой (пульсационный) метод, основанный на измерении пульсаций скорости ветра, температуры и удельной влажности воздуха, связан с применением сложной аппаратуры и на ледниках до настоящего времени не использовался по техническим причинам (автономное питание и громоздкость аппаратуры). Традиционный подход к расчету параметров

тепло- и влагообмена поверхности ледника с атмосферой связан с использованием вертикальных градиентов (а точнее, конечных разностей) температуры, влажности воздуха и скорости ветра, измеренных на определенных уровнях. Основное выражение для потоков тепла и влаги в этом случае имеет вид:

$$P = \rho c_p K \frac{dt}{dz}, \qquad (2.1)$$

$$E = \rho K \frac{ds}{dz}, \qquad (2.2)$$

где ρ — плотность воздуха, c_p — удельная теплоемкость воздуха при постоянном давлении, равная 0,24 кал/(г·град), K — коэффициент турбулентности, dt/dz и ds/dz — градиенты температуры и удельной влажности воздуха.

Главная особенность расчетов P и LE заключается в том, что результаты градиентных измерений могут интерпретироваться по-разному в зависимости от принятой методики определения интенсивности турбулентного перемешивания (выраженной через K) и закона распределения основных метеопараметров по высоте в нижнем слое воздуха. Многочисленные способы нахождения характеристик турбулентного обмена можно разделить на две основные группы: а) использование методов турбулентной диффузии и учет того или иного аналога числа Ричардсона; б) расчет турбулентных потоков с помощью уравнения теплового баланса. На некоторых ледниках при определенных условиях хорошие результаты дали натурные измерения отдельных составляющих теплового баланса (как остаточный член — для P и LE и весовой метод — для испарения-конденсации).

В задачу данной работы не входит подробный анализ всех существующих полуэмпирических формул расчета параметров турбулентного тепло- и влагообмена при инверсиях, их обзор имеется в большом числе исследований, в частности (Огнева, 1955; Волошина, 1965, 1966*а*; Коновалов, 1983). Ниже будет дана лишь краткая характеристика основных методов, применявшихся при расчете параметров турбулентного обмена на горных ледниках, а также оценка отдельными авторами их применимости в разных районах. Следует учесть тот немаловажный факт, что все эти полуэмпирические методы были разработаны для стратификации, близкой к равновесной, или слабых температурных инверсий, для горизонтальной однородной поверхности, когда наблюдается установившийся воздушный поток, в котором характеристики метеорологических полей зависят от высоты над уровнем подстилающей поверхности. Очевидно, что на горных ледниках все эти условия не выполняются.

При оценке турбулентного обмена в горных районах территории бывшего СССР наибольшее распространение получили методы Лайхтмана и Монина-Казанского.

В основу методики, разработанной Д.Л. Лайхтманом (1944, 1947), положена полуэмпирическая теория Прандтля-Кармана, применимая лишь в случае равновесной стратификации. При расчете коэффициента турбулентности, определяющего интенсивность перемешивания, Лайхтман принял, что в случаях отклонения температурной стратификации от равновесной распределение основных метеоэлементов описывается не логарифмическим, а степенным законом, и при этом ввел параметр вертикальной устойчивости ε, показывающий характер отклонения профиля от логарифмического. Для определения величины ε в наиболее точном варианте, разработанном Д.Л. Лайхтманом, необходимы измерения скорости ветра до высоты 8 – 16 м, так как в самом нижнем слое (до 2 м) над горизонтальной поверхностью профиль скорости ветра соответствует логарифмическому закону. Параметр ε всегда меньше единицы, причем при неустойчивой стратификации его значение отрицательно, при инверсии положительно, при безразличном состоянии равно нулю. Еще в своих первых работах, посвященных этому вопросу, Д.Л. Лайхтман предложил для характеристики условий стратификации пользоваться величиной $\Delta t/u_1^2$, пропорциональной числу Ричардсона Ri. В дальнейшем этот способ нахождения ε был подтвержден рядом авторов, в частности, Т.А. Огневой (1955) по наблюдениям в Колтушах (вблизи Санкт-Петербурга). В наших работах (Волошина, 1966*а*, 1966*б*, 1972*а* и др.) при оценке P и LE был также использован указанный метод расчета ε, поскольку градиентные измерения на ледниках проводились в основном до уровня 2 м над поверхностью из-за технических сложностей установки мачты с приборами на тающей поверхности ледника.

Основная формула, предложенная Д.Л. Лайхтманом для расчета коэффициента турбулентности на высоте z, имеет вид:

$$K = \left(\frac{\chi z_0^{\varepsilon}}{1-\varepsilon}\right)^2 \frac{u_z \varepsilon z^{1-\varepsilon}}{z_1^{\varepsilon} - z_0^{\varepsilon}}, \qquad (2.3)$$

где χ — постоянная Кармана (0,40), z_0 — параметр аэродинамической шероховатости, z — высота, для которой рассчитывается K, z_1 — нижний уровень измерения скорости ветра, u_z — скорость ветра на высоте z. Обычно K определяется для высоты 1 м, тогда формула (2.3) приобретает вид:

$$K_1 = \left(\frac{\chi z_0^{\varepsilon}}{1-\varepsilon}\right)^2 \frac{\varepsilon u_1}{1 - z_0^{\varepsilon}}. \qquad (2.4)$$

Нами (Волошина, 1966*а*, рис. 27) было установлено, что турбулентный поток тепла P, вычисленный по формуле Лайхтмана, обнаруживает хорошо выраженную зависимость от параметра устойчивости $\Delta t/u_1^2$ (где Δt — разность температур в слое 2,0 – 0,5 м, а u_1 — скорость ветра на высоте 1 м). Так, при небольших скоростях ветра (до 3,5 м/с) величина P с

ростом Δt уменьшается, причем наибольшее относительное изменение P, до 100%, происходит при слабых ветрах (около 2 м/с) и колебаниях разности температур от 1 до 3° в слое 2,0 – 0,5 м.

Иной подход к рассматриваемой проблеме изложен в работе А.С. Монина и А.М. Обухова (1954), где использованы методы теории подобия в применении к задачам физики приземного слоя воздуха. Для характеристики состояния этого слоя они вводят параметр L_* , который называют высотой подслоя динамической турбулентности. Основой для определения этого параметра по эмпирическим данным служит формула

$$\frac{1}{L_*} = \left(\frac{\partial Ri}{\partial z}\right)_{z=0}, \qquad (2.5)$$

где Ri — число Ричардсона, которое служит критерием для определения, в какой мере атмосферные условия благоприятствуют развитию турбулентности.

Расчеты промежуточных показателей и турбулентных потоков тепла и влаги по рабочим формулам довольно сложны, поэтому в работах (Казанский, Монин, 1956, 1962) для этой цели предлагается ряд номограмм. В последней из них приводится номограмма, при помощи которой можно легко определить турбулентные потоки тепла и влаги для сверхадиабатических и инверсионных условий, зная скорость ветра на высоте 1 м и разность температур в слое 0,5 – 2,0 м, а также параметр шероховатости. В целом же методика Монина-Казанского основана на логарифмическом законе распределения скорости ветра, температуры и влажности воздуха по высоте до уровня 2 м. Можно предположить, что благодаря легкости определения P и LE по этим номограммам (по сравнению с трудоемкостью расчета этих параметров по формулам Лайхтмана) ряд исследователей отдали предпочтение методу Монина-Казанского. Ниже будет показано, что результаты, получаемые при использовании двух описанных способов, имеют существенные различия.

Позднее в работе С.С. Зилитинкевича и Д.В. Чаликова (1968) были приведены номограммы для определения характеристик турбулентного обмена, основанные тоже на схеме Монина-Обухова, но с уточненными константами на базе новых экспериментов. Весьма важна также оценка абсолютной и относительной погрешностей при расчетах потоков тепла и влаги, проведенная ими путем сопоставления с результатами пульсационных измерений. Было установлено, что при новых значениях некоторых констант, входящих в расчетные формулы, относительная ошибка при определении турбулентного потока тепла при устойчивой стратификации воздуха составляет 36%, тогда как при использовании старых значений констант (по номограммам Монина-Казанского) относительная погрешность при тех же условиях возрастает до 194%. Ниже будут показаны результаты сопоставления турбулентного потока тепла, рассчитанного по Монину-Казанскому и Зилитинкевичу-Чаликову.

В ряде отечественных исследований, связанных с вопросами турбулентного тепло- и влагообмена на горных ледниках, применялся также метод, разработанный Килером (Keeler, 1964). В частности, он использовался в работах (Тихановская, Волкова, 1969; Коновалов, 1983). В основу данного способа оценки P и LE при инверсиях положено определение числа Ричардсона и выделение слоя, в котором величина Ri наиболее близка к нулю. Это означает, что в таком слое соблюдается логарифмический закон изменения скорости ветра с высотой и преобладает динамическая турбулентность, не подавляемая устойчивой стратификацией или термическим перемешиванием. Рабочие формулы для определения турбулентных потоков тепла и влаги в этом слое таковы:

$$P = \frac{\rho c_p u_2 \chi^2 (t_2 - t_1)}{(\ln z_2 / z_0)^2}, \qquad (2.6)$$

$$E = \frac{M\chi^2 u_2 (e_2 - e_1)}{RT(\ln z_2 / z_0)^2}, \qquad (2.7)$$

где u_2 — скорость ветра на верхней границе слоя, M — молекулярный вес воздуха, R — универсальная газовая постоянная, T — средняя абсолютная температура воздуха, t_2, e_2, t_1, e_1 — значения температуры и упругости водяного пара на верхней и нижней границе слоя, остальные обозначения прежние.

Как известно, число Ричардсона Ri вычисляется по формуле

$$Ri = \frac{\partial T / \partial z - \gamma}{(\partial u / \partial z)^2} \frac{g}{T}, \qquad (2.8)$$

здесь g — ускорение силы тяжести, T — абсолютная температура в приземном слое, $\partial T/\partial z$ и $\partial u/\partial z$- вертикальные градиенты температуры и скорости ветра, γ — равновесный градиент температуры воздуха.

Метод Килера может использоваться для любого слоя, где Ri достаточно близко к нулю. Проведенный А.А. Тихановской и М.В. Волковой (1969) расчет чисел Ri на леднике ИМАТ (Памиро-Алай) в летние периоды 1965 – 1966 гг. показал, что для разных уровней измерений предполагаемые критические величины Ri находятся в интервале между 0,15 и 1,0, причем наименьшие значения этого показателя (0 – 0,05) зафиксированы в слое 0 – 0,25м (точнее, нижней границей следует считать z_0). Для этого слоя наиболее характерно нейтральное состояние и, следовательно, лучше всего соблюдаются условия для вычислений по методу Килера. Результаты сравнений измеренного и рассчитанного разными способами таяния, приведенные в рассматриваемой работе, будут даны ниже.

Заслуживает внимания также метод расчета коэффициента турбулентности и потоков тепла и влаги, предложенный М.И. Будыко (Огнева, 1955) и получивший большое применение в отечественных исследованиях. М.И. Будыко использовал “интегральную”

схему влияния устойчивости на обмен. В результате такого подхода коэффициент турбулентности при любом состоянии атмосферы K выражается через коэффициент турбулентности при равновесных условиях K_p следующим образом:

$$K / K_p = \sqrt{1 + f(Ri)}\,. \qquad (2.9)$$

М.И. Будыко предложил несколько рабочих формул для расчета K, но наиболее удобная из них (по рекомендации самого автора и других исследователей) такова:

$$K_Б = \chi^2 z \frac{\Delta u}{\ln \frac{z_1}{z_2}} \left[1 + \frac{hg}{T} \frac{\Delta T}{(\Delta u)^2} \frac{(\ln \frac{z_1}{z_2})^2}{\ln \frac{z_3}{z_4}} \right], \qquad (2.10)$$

где z_1 и z_2 — уровни, на которых измеряется скорость ветра; z_3 и z_4 — уровни измерений температуры; χ = 0,38; hg/T близко к единице, поскольку h = 30 м (h — высота приземного слоя воздуха); g = 9,8 м/с; T — абсолютная температура, близкая для средних условий к 300°. По поводу применимости формулы (2.10) для инверсионных условий следует заметить, что уже при небольшой степени устойчивости воздуха ($\Delta t/{u_1}^2 > 0{,}1$) величина $K_Б$ становится отрицательной, т.е. теряет физический смысл, и это свидетельствует об ограниченной области использования данного выражения для расчета K.

Отдельное внимание следует уделить расчетам “интегрального коэффициента внешней диффузии”, проведенным А.Г. Бройдо (Волошина, 1966*а*). При помощи этого показателя поток тепла P выражается в форме

$$P = \rho c_p D_{z_1 - z_2} (t_{z_1} - t_{z_2})\,, \qquad (2.11)$$

откуда

$$D_{z_1 - z_2} = \frac{P}{\rho c_p (t_{z_1} - t_{z_2})}\,, \qquad (2.12)$$

где $(t_{z_1} - t_{z_2})$ — разность температуры воздуха между уровнями z_1 и z_2, D — интегральный коэффициент внешней диффузии, характеризующий интенсивность турбулентного перемешивания в слое (z_1 — z_2).

При этом турбулентный поток тепла P вычисляется из уравнения теплового баланса , высота z_1 принимается равной нулю, а z_2 = 2 м. Для исследования связи D с параметром устойчивости А.Г.Бройдо применил выражение $D_{0\text{-}2}/u_1$ подобно тому, как это делается для коэффициента турбулентности K_1/u_1, и получил эмпирическую зависимость названного параметра от $\Delta t/{u_1}^2$:

$$D_{0-2} = 0{,}29 u_1 (1 + 6{,}90 \frac{\Delta t}{u_1^2})\,, \text{см/с}\,, \qquad (2.13)$$

где $\Delta t = t_{0,5} - t_{2,0}$.

На основании анализа формулы (2.13) А.Г. Бройдо делает произвольный вывод о том, что при величинах $\Delta t/{u_1}^2 > -0{,}145$ турбулентное перемешивание в рассматриваемом слое полностью затухает. В действительности же этот факт свидетельствует лишь об ограниченности области применения рассмотренных выше выражений (2.11 – 2.13). Использование коэффициента внешней диффузии D вызывает серьезное возражение потому, что при его расчете на основе уравнения теплового баланса не учитывается, в частности, роль температурной стратификации, тогда как при глубоких инверсиях, как известно, расслоение воздуха играет большую тормозящую роль в турбулентном перемешивании. Другие минусы использования уравнения теплового баланса для определения P будут указаны ниже. Мы остановились на выводах, полученных А.Г. Бройдо, в связи с тем, что благодаря простоте расчетов по формулам (2.11 – 2.13) они употребляются некоторыми исследователями без надлежащей критической оценки их применимости в случае постоянных глубоких инверсий температуры воздуха на ледниках.

Наиболее простым и доступным способом нахождения турбулентных потоков тепла и влаги служит их расчет из уравнения теплового баланса, что и было рекомендовано в “Руководстве по теплобалансовым наблюдениям” (1977) для сети метеорологических станций. В данном случае используются лишь основные члены уравнения, в применении к ледникам это радиационный баланс B и затраты тепла на таяние rW (r — скрытая теплота плавления льда, равная 80 кал/г; W — слой стаявшего снега или льда):

$$P + LE = B - rW\,. \qquad (2.14)$$

Как известно, выражения для P и LE имеют вид:

$$P = \rho c_p K \frac{dt}{dz}\,, \qquad (2.15)$$

$$LE = L\rho K \frac{ds}{dz}\,. \qquad (2.16)$$

Отсюда

$$\frac{P}{LE} = \frac{c_p}{L} \frac{dt}{ds}\,, \qquad (2.17)$$

или

$$LE = P \frac{L}{c_p} \frac{ds}{dt}\,. \qquad (2.18)$$

Используя эти соотношения, получаем:

$$B - rW = P \left(1 + \frac{L}{c_p} \frac{ds}{dt} \right), \qquad (2.19)$$

откуда

$$P = \frac{B - rW}{1 + \frac{L}{c_p} \frac{ds}{dt}} = \frac{B - rW}{1 + \frac{L}{c_p} \frac{0{,}622}{b} \frac{\Delta e}{\Delta T}}\,. \qquad (2.20)$$

Введем для компактности обозначение

$$k = \frac{L}{c_p}\frac{0{,}622}{b}.$$

Тогда

$$P = \frac{B - rW}{1 + k\dfrac{\Delta e}{\Delta T}}. \qquad (2.21)$$

Аналогично (минуя промежуточные формулы)

$$LE = \frac{B - rW}{1 + \dfrac{1}{k}\dfrac{\Delta t}{\Delta e}}. \qquad (2.22)$$

Здесь $0{,}622/b$ — коэффициент для перехода от удельной влажности s к упругости водяного пара e, b — атмосферное давление, Δt и Δe — разности температуры воздуха и упругости водяного пара в слое 2,0 – 0,5 м, остальные обозначения прежние.

Согласно "Руководству по теплобалансовым наблюдениям" (1977), числитель в формулах (2.21) и (2.22) должен быть более 0,1 кал/(см^2·мин), Δt более 0,1°, Δe больше 0,1 мбар. На горных ледниках умеренных широт в большинстве случаев оба эти условия не выполняются, так как затраты тепла на таяние близки по величине к радиационному балансу, а разности Δt и Δe чаще всего имеют разные знаки (в случае испарения), вследствие чего знаменатель в указанных формулах становится меньше 0,5. При проведении расчетов вопреки указанным рекомендациям могут быть получены абсурдные результаты: $P > 100$ кал/(см^2 ·час).

Если же названные условия соблюдаются, то этот метод можно считать наиболее объективным для расчета P и LE, но лишь в том случае, когда остальные составляющие (B и rW) определяются с достаточной точностью. В первой главе данной работы мы указывали, что даже инструментально измеряемый радиационный баланс в отдельных случаях (при меняющейся облачности и разной степени закрытости солнечного диска) может быть рассчитан за дневной период таяния с погрешностью до 30 – 50 %.

Ошибка в определении суточных значений затрат тепла на таяние rW, получаемых чаще всего из измерений понижения поверхности снега и льда (при точности отсчетов около 1 см) и определения их плотности, также может быть значительной, особенно при малых величинах таяния. Понятно, что разность B — rW содержит в себе ошибки определения обоих параметров, соизмеримые со значениями P и LE. Из этого следует, что метод теплового баланса может применяться на ледниках только в том случае, если турбулентный приток тепла $P + LE$ (где E — конденсация) имеет тот же порядок, что и радиационный баланс. На обсуждении этого вопроса мы остановимся ниже, при анализе экспериментальных натурных измерений компонентов теплового баланса на ледниках Полярного Урала.

В метеорологической и гляциологической литературе известно так называемое "отношение Боуэна", применяемое для расчета параметров турбулентного обмена, в основе которого также лежит уравнение теплового баланса (Коновалов, 1966*а*, 1972*а*). Суть его заключается в разделении величин P и LE, определяемых сначала в суммарном виде как остаточный член уравнения теплового баланса. "Отношение Боуэна" имеет следующий вид:

$$\frac{P}{LE} = \beta = \alpha\frac{b}{b_0}\frac{t_0 - t_z}{e_0 - e_z}. \qquad (2.23)$$

Отсюда

$$P = \frac{\beta}{1+\beta}(P + LE), \qquad (2.24)$$

$$LE = \frac{P + LE}{1+\beta}. \qquad (2.25)$$

Пропуская промежуточные преобразования, для α получим выражение

$$\alpha = \frac{c_p b}{0{,}622 L}.$$

Если b = 760 мм, (значения L и c_p приведены выше), то α=0,49. При использовании этих формул предполагается, что непосредственно над деятельной поверхностью имеется тонкий ламинарный подслой воздуха с молекулярным характером теплопередачи и диффузии водяного пара. В.Г. Коновалов (1972*а*) приводит расчетные данные по P и LE на леднике Пахтакор (Западный Тянь-Шань), полученные диффузионным методом и по "отношению Боуэна". За отдельные дни погрешность достигает 50 – 60 %, а за два 15-дневных периода осреднения — от 3 до 14%, что можно расценить как вполне приемлемую.

Оценивая этот метод в целом, следует подчеркнуть следующее — он имеет те же недостатки, что и описанный выше метод теплового баланса, а именно: а) если разность $B - rW$ мала, погрешность суммарной величины $P + LE$ возрастает; б) в явном виде не учитывается закон изменения скорости ветра с высотой, а также параметр шероховатости, зависящий от этого показателя; в) в слое 0 – 2 м профиль упругости водяного пара может иметь излом (возрастание, затем падение или наоборот) и тогда разность Δe будет выражена фиктивной величиной.

К изложенному выше обзору методик, наиболее часто используемых в отечественных гляциологических работах, следует добавить, что зарубежные исследователи теплового баланса горных ледников употребляют также способы оценки P и LE, в основе которых лежит полуэмпирическая теория турбулентности Прандтля-Кармана, а поправка на температурную стратификацию выражается в виде той или иной функции числа Ричардсона. В качестве примера приведем формулу Леттау, примененную Х. Хойнкесом и Н. Унтерштайнером (Hoinkes, Untersteiner, 1952; Hoinkes, 1953) для ледников Альп. По Леттау, коэффициент турбулентности для инверсионных условий имеет вид:



(2.26)

где



(2.27)

Здесь K_a — коэффициент турбулентности, рассчитанный для условий безразличной стратификации атмосферы на высоте z, $d\Theta/dz$ — градиент потенциальной температуры воздуха, v_* — скорость трения, остальные обозначения прежние.

Проверкой правильности любых методов расчета турбулентных компонентов теплового баланса могут служить данные о сопоставлении P и LE, полученные разными способами, на основании чего отдельные авторы делают выводы о применимости тех или иных формул в условиях горных ледников. Так, по оценке результатов наблюдений на леднике ИМАТ, приведенной в работе (Тихановская, Волкова, 1969), наилучшее соответствие измеренного по рейкам и рассчитанного таяния при использовании трех методов определения турбулентных потоков тепла и влаги (Монина-Казанского, Килера, Лайхтмана) было отмечено в том случае, когда применялся метод Килера. Период измерений был достаточно велик (29 июня — 11 июля 1965 г. и 24 июня — 19 августа 1966 г., всего 70 дней), так что надежность результатов не вызывает сомнений.

В среднем за весь цикл наблюдений соотношение измеренного и рассчитанного таяния выражается следующими значениями (%):

измеренное таяние	100
рассчитанное (P и LE определялось указанными методами)	
по Монину-Казанскому	151
по Лайхтману	75
по Килеру	95

Такими же показателями характеризовались в основном относительные величины таяния и за отдельные 3 – 5-дневные интервалы осреднения. На указанном леднике в периоды наблюдений турбулентный влагоперенос (как испарение, так и конденсация) был очень мал — в дневные часы всего 2 – 5% радиационного баланса.

Представляет интерес также сравнительный анализ суточных значений турбулентного потока тепла, полученных с помощью методов Монина-Казанского (P_M), Лайхтмана ($P_Л$) и Леттау (P_L) по результатам наших измерений на фирновом поле южного склона Эльбруса летом 1960 г. (Волошина, 1966*б*). Здесь использованы результаты градиентных наблю-

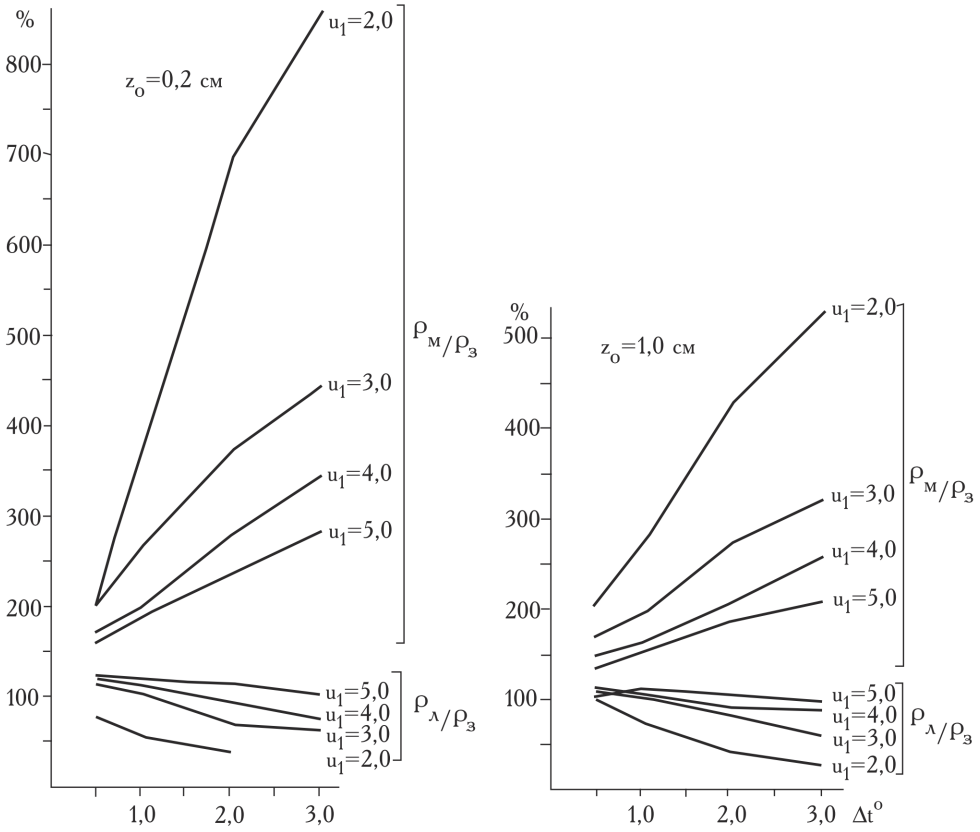


Рис. 17. Сопоставление турбулентных потоков тепла, рассчитанных методами Лайхтмана ($P_л$), Зилитинкевича-Чаликова ($P_з$) и Монина-Казанского ($P_м$) при разных значениях параметра шероховатости z_0, разности температуры воздуха в слое 2,0—0,5 м Δt, °С и скорости ветра на уровне 1 м u_1, м/с

Fig, 17. Comparison of turbulent fluxes, estimated by methods of Laykhtman ($P_л$), Zilitinkevich-Chalikov ($P_з$) and Monin-Kazanskiy ($P_м$) for different values of roughness parameter z_0, air temperature difference in the layer 2,0—0,5 m Δt, °C and wind velocity at the level of 1 m u_1, m/s

дений за два периода устойчивой погоды (24 – 31 июля и 13 – 22 августа):

Период	кал/см2			%	
	$P_Л$	P_L	P_M	$P_L/P_Л$	$P_M/P_Л$
I	25	28	83	112	332
II	34	37	104	109	306

Соотношение приведенных выше параметров свидетельствует не столько о применимости той или иной методики расчетов, сколько о различии результатов. В данном случае измеренное таяние не может служить объективным критерием оценки правильности избранного метода, поскольку в названном районе P и LE выражаются небольшими величинами по сравнению с радиационным балансом и имеют разные знаки (преобладает испарение).

Учитывая большое значение выбора того или иного способа расчетов P и LE, обратимся к нашей работе (Волошина, 1972*а*), где исследуются некоторые методы определения турбулентного потока тепла в случае глубоких инверсий при разных сочетаниях исходных характеристик: разности температур в слое 2,0 – 0,5 м Δt, скорости ветра на уровне 1 м u_1 и параметра шероховатости z_0 (без привязки к натурным наблюдениям). Поток тепла $P_Л$ получен по Лайхтману (Волошина, 1966*б*), P_M — по Монину-Казанскому и $P_З$ — по Зилитинкевичу-Чаликову. Числовые показатели, приведенные в названной выше нашей работе, для наглядности показаны здесь в графическом виде (рис. 17).

Анализ этого рисунка позволяет сделать несколько заключений, не содержащихся в известных нам работах по этому вопросу, поэтому остановимся на них более подробно. Самый важный вывод заключается в том, что соотношение потоков тепла P, рассчитанных указанными способами, не постоянно, а меняется в больших пределах в зависимости от величины каждого из исходных параметров. Это особенно наглядно видно при сравнении рис. 17*а* и *б*: увеличение z_0 с 2 мм до 1см влечет за собой изменение $P_M/P_З$ в 1,5 – 2 раза , особенно это заметно при скорости ветра u_1, равной 2,0 м/с. Из сказанного вытекает другой вывод — отдельные авторы приводят разные значения рассматриваемых соотношений (например, $P_M/P_Л$ от 3 до 8), так как расчеты, по-видимому, проводились в разных диапазонах исходных параметров. Кроме того, рис. 17 показывает, что $P_Л/P_З$ с увеличением скорости ветра растет, а $P_M/P_З$ падает.

Более общий итог анализа рис. 17 заключается в следующем: он косвенно свидетельствует о неопределенности результатов расчета P и LE, содержащихся в отдельных работах, проведенных на горных ледниках, особенно в тех случаях, когда периоды наблюдений были невелики, а измеренное таяние, используемое для контроля расчетных данных по P и LE, выражалось малыми величинами.

2.2. Вертикальные профили основных метеорологических элементов в приледниковом слое воздуха

Анализ вертикального распределения температуры, влажности воздуха и скорости ветра над ледниками представляется весьма важным, особенно после обзора различных методов расчета характеристик турбулентного тепло- и влагообмена, поскольку профили названных параметров несут в себе скрытую информацию о возможности применения того или иного способа вычисления P и LE, а также о выборе слоя воздуха, наиболее подходящего для расчетов.

В ряде случаев изменение метеорологического показателя по вертикали прямо свидетельствует об интенсивности турбулентного обмена (например, упругость водяного пара). Кроме того, определенные свойства приледникового слоя воздуха могут характеризовать мезо- и микроклимат ледников, типичный лишь для данного вида подстилающей поверхности.

Известно, что одна из главных особенностей местного климата горных ледников — это инверсионное распределение температуры воздуха (по крайней мере, в теплое время года) в течение всех суток. К наиболее важным процессам в самом нижнем слое воздуха можно отнести его охлаждение при контакте с поверхностью ледника в результате турбулентного обмена. Дополнительным фактором служит потеря тепла длинноволновым излучением в темное время суток, в результате чего температура поверхности снега и льда часто понижается до отрицательных значений. Другой процесс, формирующий инверсии, это адвекция теплого воздуха на ледник в результате местной циркуляции: ветры склонов, долинный поток воздуха, а также фён из свободной атмосферы, когда в горах, в частности, над ледниками происходит опускание и адиабатическое нагревание воздуха. Дополнительной причиной усиления температурных инверсий может быть также сток и накопление холодного воздуха в темное время суток (горный ветер) или днем (ледниковый ветер) на выположенных участках ледника, а также в микропонижениях рельефа. Вопрос о формировании инверсий температуры и ее трансформации в пределах ледника рассматривается также в разделе 3.3.

Ряд исследований, проведенных на ледниках Кавказа и Полярного Урала, посвящен анализу вертикальных профилей температуры, влажности и скорости ветра в нижнем приледниковом слое воздуха. Поскольку наиболее важные и уникальные результаты были получены в Арктике и Антарктиде, мы должны использовать их в этой работе, так как они могут помочь в характеристике метеорологического режима горных ледников. В этом случае наше представление об изменении основных метеоэлементов при глубоких инверсиях будет более полным.

В работе (Давидович, Попова, 1973) детально проанализированы профили скорости ветра u и температуры воздуха t в двухметровом слое по материалам наблюдений на леднике Гергети (Центральный

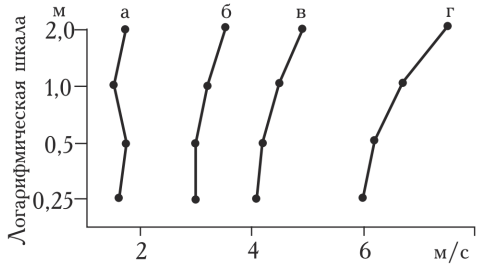


Рис. 18. Вертикальные профили средней скорости ветра для разных градаций скорости на уровне 2 м: а — от 0,5 до 3 м/с, б — от 3 до 4 м/с, в — от 4 до 6 м/с, г — выше 6 м/с (Давидович, Попова, 1973)

Fig. 18. Vertical profiles of the mean wind velocity at the level of 2 m: а — from 0,5 to 3 m/s; б — from 3 to 4 m/s; в — from 4 to 6 m/s; г — above 6 m/s, Guerguety Glacier

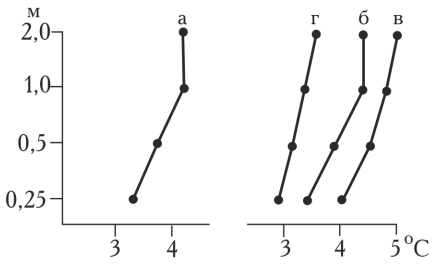


Рис. 19. Вертикальные профили средней температуры воздуха: а — средняя температура из всех сроков наблюдений, б — при скорости ветра от 0 до 3 м/с, в — от 3 до 6 м/с, г — выше 6 м/с (Давидович, Попова, 1973)

Fig. 19. Vertical profiles of mean air temperature: а — mean temperature from all measurements times, б — at wind velocity from 0 to 3 m/s, в — from 3 to 6 m/s, г — above 6 m/s, Guerguety Glacier

Кавказ) в августе 1969 г. вблизи фирновой границы на абсолютной высоте 3600 м.

Типичной чертой метеорологического режима в период проведения исследований (как, вероятно, и всегда в летний сезон) были постоянные ледниковые ветры. Воспроизведенные нами из указанной работы рисунки 18 и 19 характеризуют вертикальное распределение температуры и скорости ветра преимущественно в случаях катабатического стока воздуха. При слабых ветрах вертикальный профиль скорости имел вид ломаной кривой с максимумом на уровне 0,5 м — это характерный признак стокового ветра (рис. 18*а*). С усилением ветра возрастает его вертикальный градиент в слое до 2 м над поверхностью (верхний уровень измерений), и при больших скоростях (более 6 м/с) их распределение начинает подчиняться степенному закону (рис. 18*б*, *в*, *г*).

Рис. 19 отражает влияние скорости ветра на температурный профиль. В среднем за весь период наблюдений инверсия температуры сохранялась лишь до уровня 1 м, выше наблюдалась изотермия. При слабых ветрах (от 0 до 3 м/с) в слое выше 1 м отмечено падение температуры, т.е. неустойчивая стратификация (рис. 19*б*). С увеличением скорости ветра (рис. 19*в*, *г*) профиль температуры как бы "выпрямляется" и при больших скоростях даже становится линейным (в полулогарифмической шкале). Авторы названной работы трактуют представленное распределение температуры следующим образом. При слабых ветрах охлаждение воздуха в результате турбулентного обмена захватывает лишь самый нижний слой (до 1 м). Выше сохраняется температурная стратификация той воздушной массы, которая поступила на ледник и еще не успела трансформироваться.

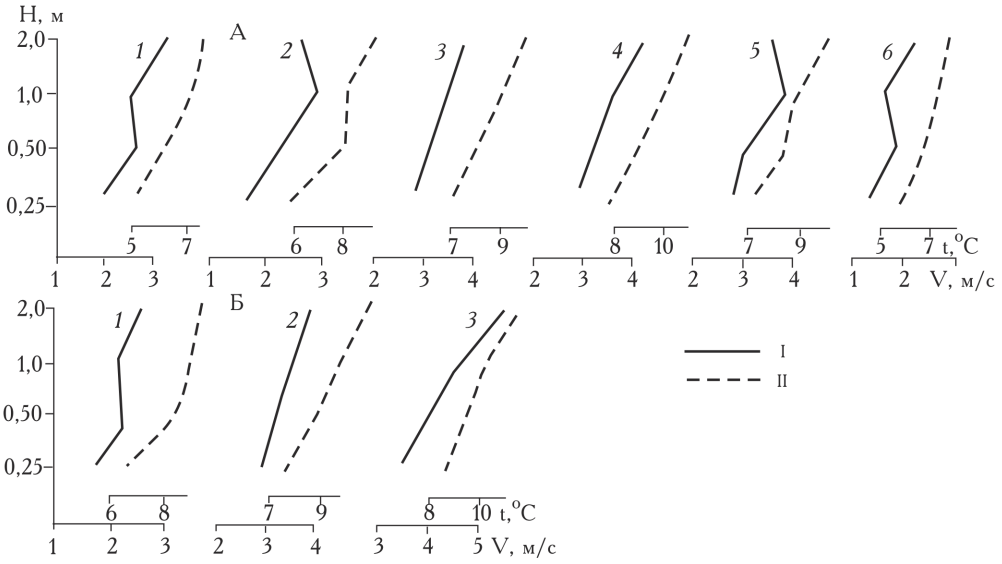


Рис. 20. Распределение средней скорости ветра (I) и температуры воздуха (II) в двухметровом слое на леднике Адиши в июле — августе 1986 г. *А* — в разные часы суток: 1 — 0–7 час., 2 — 8 час., 3 — 9–11 час., 4 — 12–17 час., 5 — 18–19 час., 6 — 20–24 час.; *Б* — при разной скорости ветра на высоте 2 м: 1 — меньше 1 м/с; 2 — 3,1–4,5 м/с; 3 — больше 4,5 м/с (Локтионова, 1989)

Fig. 20. Distribution of the mean wind velocity (I) and air temperature (II) in 2-meters layer on Adishy Glacier in July–August, 1986. *А* — at different parts of the day: 1 — 0–7 a.m., 2 — 8 a.m., 3 — 9–11 a.m., 4 — 12–17 p.m., 5 — 18–19 p.m., 6 — 20–24 p.m. *Б* — at different wind velocity at 2-meters level: 1 — below 1 m/s; 2 — 3,1–4,5 m/s; 3 — above 4,5 m/s

С повышением скорости ветра обмен теплом усиливается, разность температур в слое 0,25 – 2,0 м уменьшается, а уровень инверсии поднимается.

Вывод авторов, касающийся возможности оценить тепловые ресурсы турбулентного тепло- и влагообмена в период абляции, состоит в том, что при изломанных профилях основных метеоэлементов, характерных для случаев слабых ветров, "существующие схемы расчетов тепловых потоков не могут быть применены" (Давидович, Попова, 1973, с. 173).

Подобные итоги были получены и Е.М. Локтионовой (1989) по данным микроклиматических наблюдений на леднике Адиши (южный склон Главного Кавказского хребта, Верхняя Сванетия, 2590 м над ур. моря). Распределение температуры воздуха и скорости ветра в двухметровом слое воздуха в разные часы суток (рис. 20*А*) и по градациям скорости ветра (рис. 20*Б*) свидетельствует об изломах в профилях обоих метеопараметров (*t* и *u*), особенно сильно выраженных в вечерние и ночные часы, а также при слабых ветрах. Как и на леднике Гергети, охлаждение воздуха происходит лишь в самом нижнем слое (до 0,5 м). Автор предполагает, что уменьшение скорости ветра к уровню 1 м препятствует распространению охлаждения вверх. С усилением ветра происходит более интенсивный обмен, температура повышается на всех уровнях, ее градиент в рассматриваемом слое уменьшается, а высота слоя инверсии увеличивается. Отметим попутно, что на леднике Адиши в период наблюдений и днем, и ночью преобладал стоковый ветер (более 90% случаев).

Заметим, что изломы в профилях метеопараметров, показанные на рисунках 18 – 20, возможно, не отражают истинной картины их изменения с высотой, которая могла быть получена при значительном увеличении числа уровней измерений. Иными словами, по имеющимся четырем точкам каждого профиля можно нарисовать не ломаную, а более плавную кривую. К этому вопросу мы вернемся ниже.

Ценная информация по обсуждаемому вопросу содержится и в монографии, посвященной итогам многолетних исследований по программе МГД на одном из типичных долинных ледников Западного Кавказа (Ледник Марух, 1988). Детальный анализ профилей температуры, упругости водяного пара и скорости ветра в нижнем двухметровом слое воздуха проведен на леднике Марух по результатам наблюдений летом 1969 г., отличавшимся значительными контрастами погоды. В статистическую обработку были включены данные за 10 малооблачных и 10 полностью пасмурных дней, полученные в результате синхронных наблюдений в двух пунктах — в фир-

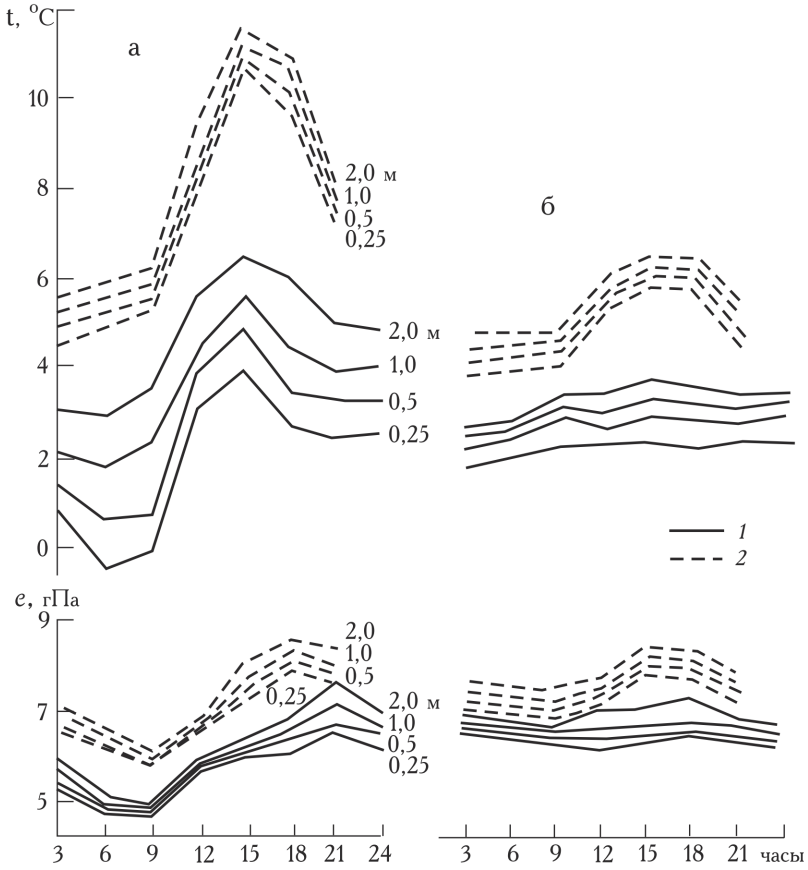


Рис. 21. Суточный ход температуры воздуха t и упругости водяного пара e на разных уровнях при малооблачной (а) и пасмурной (б) погоде, ледник Марух. 1 — фирн, 2 — лед. Числа у кривых — расстояние от поверхности ледника, м

Fig. 21. Diurnal changes of air temperature t and water vapour pressure e at the different levels under slight cloudy (a) and overcast (б) weather, Marukh Glacier. 1 — firn, 2 — ice. Numerals near curves — distance above glacier surface, m

новой зоне (2910 м) и нижней части области абляции (2540 м).

Для того чтобы проследить изменение основных параметров, определяющих турбулентный обмен, по высоте и в суточном ходе, нам представляется более наглядным показать их в виде графиков суточного хода t и e (рис. 21). Этот рисунок также дает возможность сопоставить приведенные характеристики при малооблачной и пасмурной погоде, на фирне и льду. Прежде всего, обращает на себя внимание тот факт, что наибольшая разность температур в слое 2,0 – 0,25 м прослеживается на фирне в устойчивую погоду, в вечерние и ночные часы. Вполне очевидно, что такая инверсия имеет в основном адвективное происхождение — когда скорость ветра невелика (в течение всех суток в среднем не более 1 – 2 м/с), охлаждается лишь самый нижний слой воздуха. В суточном ходе важную роль играет влияние фёна из свободной атмосферы, благодаря которому понижение температуры воздуха вечером замедляется, что наглядно демонстрируют данные за 21 и 24 час. Заметим, что в области абляции этот феномен не отмечался. Совершенно иная картина наблюдается при пасмурной погоде, когда местная циркуляция не влияет на температурный фон над ледником: градиент температуры в слое 2,0 – 0,25 м уменьшается над фирном более чем вдвое.

Указанные выше особенности вертикальных профилей температуры воздуха характерны лишь для фирновой зоны. Как видно из рис. 21*а*, в области абляции разность температур в слое 2,0 – 0,25 м значительно меньше и мало различается в ясную и пасмурную погоду. Эти особености можно объяснить тем, что в течение дневного времени суток нижняя часть ледника находится под воздействием теплого долинного ветра или потоков воздуха с нагретых скал и боковых морен. Поступающий на ледник воздух имеет высокую температуру и не успевает охладиться (пункт наблюдений находился на расстоянии около 500 м от конца ледника). Поэтому большой перепад температур (до 10 °С) приходится лишь на слой воздуха от поверхности до 25 см; в слое, лежащем выше, вертикальный градиент составляет менее 1° на метр.

Таблица 2.1

Различия в вертикальном изменении температуры в областях аккумуляции и абляции ледника Марух при разных типах погоды. Средние суточные значения, °С

Differences of vertical temperature changes in accumulation and ablation areas of the Marukh Glacier under diverse weather types. Mean daily values, °C

Высота, м	Фирн		Лед	
	ясно	пасмурно	ясно	пасмурно
2,0	4,9	3,4	8,5	5,8
1,0	3,7	3,3	8,1	5,7
0,5	2,7	3,0	7,8	5,4
0,25	2,1	2,5	7,5	5,1

Как показывают данные табл. 2.1, средняя разность температур на уровнях 2,0 и 0,25 м на фирне составляет 2,8 °С при малооблачной и 0,9 °С при пасмурной погоде, на льду, соответственно, 1,0 и 0,7 °С. Отмеченные различия в температурном режиме фирновой зоны и области абляции предположительно можно объяснить следующим образом. На языке ледника местная адвекция теплого воздуха (долинный ветер) более мощная (и по высоте, и по температуре), в области аккумуляции днем господствует ледниковый ветер, который имеет небольшую высоту и менее турбулезирован, чем долинный. Так как катабатический поток характеризуется более низкими температурами, необходимо лишь небольшое охлаждение при его контакте с поверхностью ледника, чтобы достичь в среднем 2 – 3° на уровнях 0,25 – 0,5 м.

Распределение упругости водяного пара до высоты 2 м в обоих пунктах при всех типах погоды (см. рис. 21) свидетельствует о преобладании конденсации, причем в обеих зонах ледника этот процесс наиболее выражен в послеполуденные и вечерние часы. При статистической обработке данных отмечено, что в фирновой зоне примерно в 30% случаев наблюдалось слабое испарение (чаще всего во второй половине ночи и утром), на языке ледника случаи испарения единичны.

Вертикальное распределение скорости ветра в среднем в обоих пунктах может быть описано линейным законом (в полулогарифмической шкале координат). Однако в некоторые часы на осредненных профилях в фирновой зоне отмечается небольшой излом (на высотах 0,5 или 1,0 м), характерный для стокового ветра — рост скорости, затем замедление, что отмечалось и на ледниках Гергети и Адиши.

Важное для расчета характеристик турбулентного обмена заключение было сделано на основе анализа профилей скорости ветра на леднике Медвежий (Волошина, 1975). Установлено, что параметр шероховатости z_0, определенный из большого числа 100-секундных серий измерений скорости ветра на пяти уровнях (0,12; 0,25; 0,5; 2,0 м) при долинном и ледниковом ветрах (хорошо выраженных в этом районе) существенно различается: 0,015 и 0,001 м, соответственно. Напомним, что имеется прямая зависимость интенсивности турбулентного обмена от величины z_0.

Мы уже указывали выше, что в этом разделе будут использованы и результаты исследований вертикальных профилей основных метеопараметров в приледниковом слое воздуха, полученные в Арктике и Антарктиде, поскольку там были сделаны наиболее интересные и важные выводы по рассматриваемому вопросу. Остановимся сначала на некоторых итогах работ, выполненных на ледниковом куполе острова Девон в Канадском Арктическом архипелаге в летние периоды 1961 – 1963 гг. (Holmgren, 1971).

Один из пунктов наблюдений располагался на склоне купола (абс. высота 1320 м), к северо-западу от наивысшей точки купола, другой — вблизи ее вершины (1797 м). Общая протяженность о. Девон, поч-

ти полностью покрытого снегом и льдом, составляет с запада на восток и с севера на юг примерно 140 – 150 км. Имеется ряд выводных ледников на периферийных участках острова, в частности, на северо-западной окраине — ледник Свердрупа, нередко упоминаемый в гляциологической литературе. Ценность приводимой Б. Холмгреном информации заключается в анализе профилей основных метеоэлементов, полученных в отдельные моменты либо путем осреднения за небольшие промежутки времени, представленных по градациям определенных показателей, и особенно в том, что наблюдениями был охвачен большой слой воздуха (до 4,7 м над поверхностью).

На рис. 22 приведены типичные примеры изменения с высотой температуры воздуха и скорости ветра при слабой, средней и сильной устойчивости атмосферы, определяемой в данном случае числом *Ri* на уровне 3,15 м от поверхности ледника (на склоне купола). На рисунке около уровней измерений указаны также интервалы колебаний температуры. Примечательная черта температурных профилей, которую трудно не заметить, это тенденция к горизонтальности, или так называемому "термоклину", формирующемуся на определенной высоте над поверхностью снега. Эта особенность вертикального изменения температуры была обнаружена впервые Г. Лильеквистом на одном из шельфовых ледников Антарктиды (Liljequist, 1957). Он же применил и термин "термоклин", по аналогии с известным гидрологическим процессом.

Б. Холмгрен при анализе профилей температуры и скорости ветра подчеркивает, что в слое больших температурных градиентов часто фиксировались сильные колебания *t*, в то время как выше или ниже слоя термоклина изменения температуры во времени были меньше. Такие флуктуации *t* могут быть связаны с изменением высоты термоклина, которое, в свою очередь, является следствием внутренних волн в экстремально стратифицированных слоях воздуха.

Рис. 23 показывает результаты мгновенных измерений *t* и u при наличии хорошо развитого термоклина в верхнем пункте, у вершины купола. Следует обратить внимание, что в данном случае имеет место сток холодного воздуха и наибольшая скорость зафиксирована в слое 1 – 2 м. По мнению Холмгрена, такие сильные изменения в поле температуры могут быть сигналом того, что "что-то случилось" в турбулентной структуре поверхностного слоя; возможно, это связано с увеличением степени устойчивости атмосферы от средней к очень стабильной.

При анализе комплекса профилей (около 80) при $Ri > 0{,}15$ Холмгрен отмечал, что кривые *t* и (или) *u* имеют точку изгиба, которая прослеживается на диаграммах с *lg H*. Когда инверсия достаточно глубо-

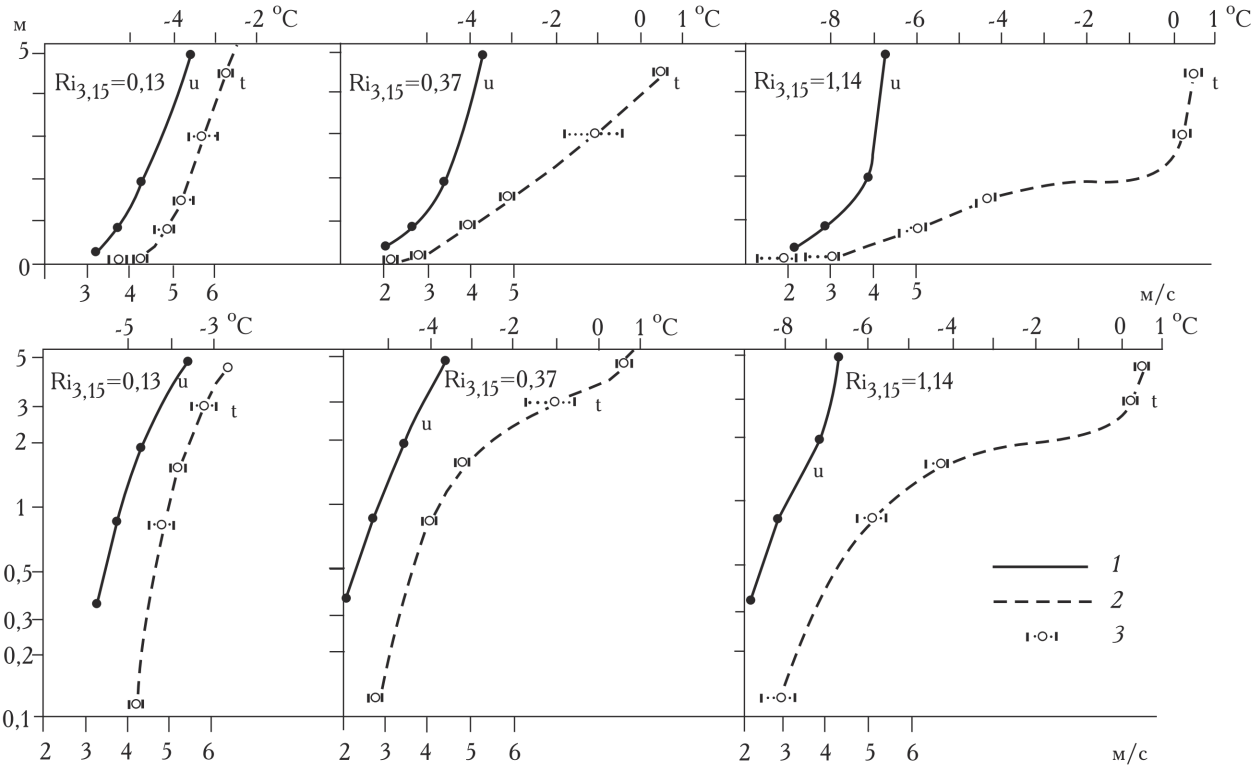


Рис. 22. Некоторые примеры типичных профилей температуры и скорости ветра при разной степени устойчивости воздуха, ледниковый купол о.Девон. $Ri_{3,15}$ — число Ричардсона на уровне 3,15 м. 1 — скорость ветра, 2 — температура воздуха, 3 — пределы колебаний температуры на каждом профиле (Holmgren, 1971)

Fig. 22. Selected examples of typical wind- and temperature-profiles for different stratification on the stable side. $Ri_{3,15}$ — Richardson number at the level of 3,15 m. 1 — wind speed, 2 — air temperature, 3 — lines near points denote the variation interval of temperature in each profile. Devon ice cap

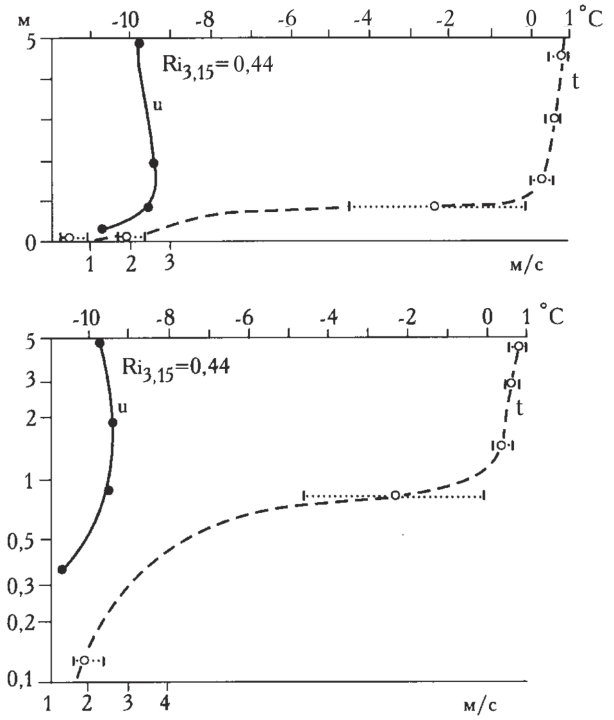


Рис. 23. Вертикальные профили скорости ветра и температуры воздуха при стоковом ветре, ледниковый купол о.Девон. Обозначения те же, что и к рис 22 (Holmgren, 1971)

Fig. 23. Wind- and temperature- profiles representing a case of gravity flow, Devon ice cap. For indication see Fig. 22

кая, термоклин отмечается либо плоским профилем температуры, либо косвенно — большими температурными флуктуациями на отдельных уровнях. Было замечено также, что средние профили сглаживаются, когда высота термоклина близка к верхнему уровню измерений *t*. Как отмечает Холмгрен, турбулентное перемешивание в слое термоклина, вероятно, не совсем гасится, когда достигается критическая устойчивость. Полная трансформация от турбулентных вихрей до устойчивых гравитационных волн, связанная с сильным термоклином, встречается, по-видимому, только при очень глубоких инверсиях.

На рис. 24 представлена другая иллюстрация температурного поля и его колебаний с изменением устойчивости при значительных инверсиях. Данные сгруппированы по градациям скорости ветра на высоте 4,7 м в "радиационные" ночи, т.е. при ясном небе, когда происходит значительная потеря тепла длинноволновым излучением. Как видно на этом рисунке, с усилением ветра температурные профили "спрямляются" и становятся почти линейными, исключая слой вблизи поверхности. Число профилей, использованных при составлении рис. 24, колеблется для разных градаций от 5 до 10. Автор отмечает (это не показано на рисунке), что термоклин или колебания температуры прослеживались почти на всех профилях *t* при скорости ветра менее 5 м/с. Для слабых ветров (0 – 2 м/с) характер температурного профиля часто значительно отличается от его осредненного вида.

На основе приведенных выше данных Холмгрен делает такой "неутешительный" вывод: "...предварительный анализ едва ли дает представление о том, что возможно найти простое решение проблемы описания профилей *t* и *u* определенной формулой аппроксимации, пригодной для всех условий стабильности" (Holmgren, 1971, с. 21).

Обратим внимание читателя на рис. 24 и приведенный выше рис. 20 (из работы Локтионовой, 1989). Если на ледниковом куполе о. Девон при ночной радиационной инверсии в нижнем слое разность температур с усилением ветра уменьшается, на леднике Адиши при инверсии адвективного происхождения в дневное время разность Δt между 0,25 и 2,0 м с ростом скорости ветра увеличивается. Этому факту можно найти следующее простое объяснение.

1. Радиационная инверсия (о. Девон). При слабых ветрах турбулентное перемешивание минимально и охлаждается лишь самый нижний слой воздуха, примыкающий к поверхности, которая теряет при ясном небе много тепла в результате эффективного излучения (Δt около 7° в слое 0 – 84 см). Возрастание скорости ветра до 3 – 6 м/с способствует значительному увеличению интенсивности турбулентного перемешивания и, как следствие, уменьшению разности температур в слое 0 – 84 см до 2° и общему "выпрямлению" профиля.

2. Адвективная инверсия (ледники Адиши и Марух). Над горным ледником в случае катабатического ветра происходит заполнение микропонижений холодным воздухом, аэродинамическая шероховатость поверхности уменьшается и его слои как бы скользят один по другому, т.е. внутреннее трение ослабевает. Поэтому профиль *t* более наклонный при больших скоростях ветра. Если же на ледник (в фирновой зоне) поступает теплый воздух со склонов или наблюдается фён из свободной атмосферы, то их влияние на усиление инверсии очевидно — профиль *t* "наклоняется". Такое объяснение неприменимо лишь к самой нижней части области абляции ледников, когда там преобладает долинный ветер.

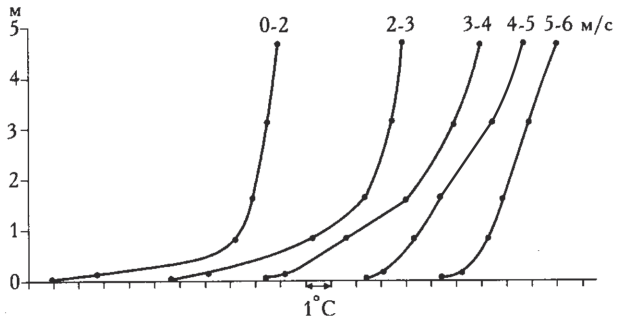


Рис. 24. Вертикальные профили температуры, осредненные для разных скоростей ветра, измеренных на уровне 4,7 м (ночные условия при ясном небе) (Holmgren, 1971)

Fig. 24. Mean temperature-profiles according to wind speed at the top level of the mast, 4,7 m (night conditions with a clear sky)

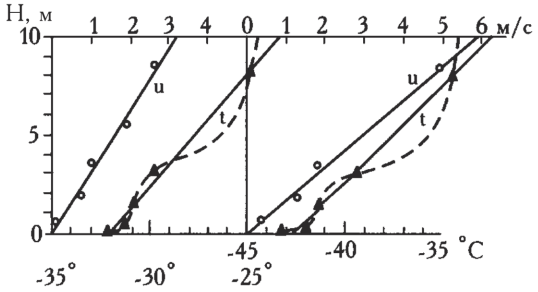


Рис. 25. Пример разной интерпретации температурных профилей (Holmgren,1971, заимствовано из работы Liljequist, 1957)

Fig. 25. Examble of different interpretation of temperature-profiles (Holmgren,1971, redrawn from Liljequist,1957)

Обратимся снова к исследованию Б. Холмгрена (Holmgren, 1971), который рассматривает также данные Г. Лильеквиста, полученные в 1956 – 1964 гг. в Антарктиде на станции Модхейм, находившейся на шельфовом леднике в нескольких километрах от побережья. Г. Лильеквист проанализировал профили температуры воздуха и скорости ветра, измеренных им в нижнем 10-метровом слое при глубокой инверсии на идеальной с микрометеорологической точки зрения площадке, находившейся на ровной, широкой и горизонтальной поверхности шельфового ледника. В Модхейме инверсии при ясном небе в зимние ночи оказались сильнее и большей вертикальной протяженности, чем летом на о. Девон. Лильеквист нашел, что профили *t* и *u* становятся линейными в нижних слоях над поверхностью при увеличении степени устойчивости. В условиях глубокой инверсии заметный термоклин на меняющихся уровнях при слабых или умеренных ветрах может существовать часами. Большие температурные флуктуации на разных высотах указывают на существование внутренних волн в очень стратифицированных слоях. Г. Лильеквист пришел к выводу о том, что нет такого предела устойчивости, при котором турбулентность затухает. Турбулентный обмен теплом и количеством движения наблюдался даже при очень больших значениях *Ri* и глубоких инверсиях.

В заключение обзора исследований Б. Холмгрена и Г. Лильеквиста приведем оригинальные графики (рис. 25), показывающие, что уровень наших знаний о структуре приледникового слоя воздуха, повидимому, невысок, в частности, из-за недостаточной детальности измерений и анализа их результатов. На рис. 25 показано, что по 4 точкам в слое 10 м можно нарисовать разные профили температуры — с термоклином и без него, линейные. Этот, казалось бы, второстепенный факт (интерпретация данных натурных наблюдений) имеет первостепенное значение при выборе методики расчета турбулентных потоков тепла и влаги, а также слоя, для которого определяются эти параметры.

Ряд соображений, важных для понимания природы образования термоклина, был изложен в работе

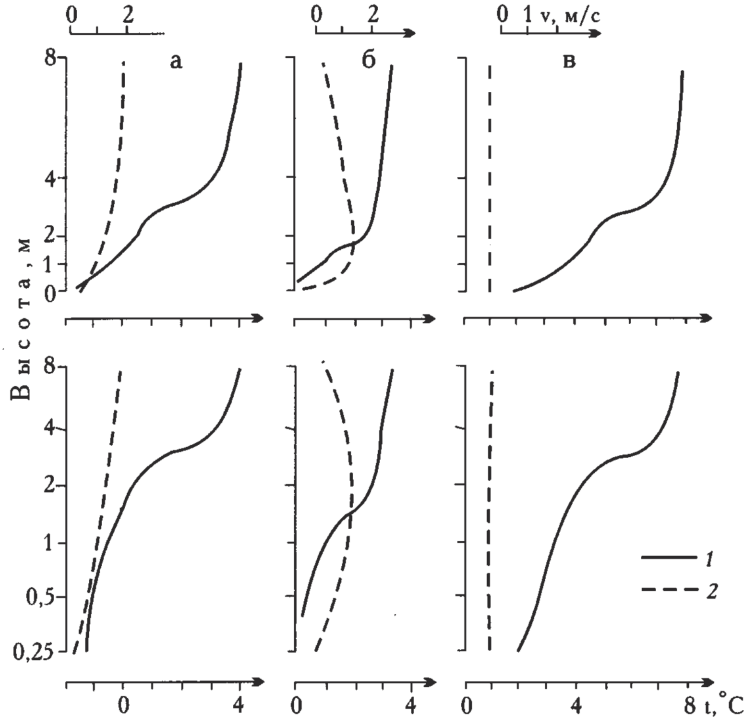


Рис. 26. Профили температуры с термоклином на куполе Вавилова при линейном профиле ветра (0 час. 30 мин. 18 июля 1984 г.) (а), стоковом ледниковом ветре (5 час. 30 мин. 1 августа 1984 г.) (б), штиле (6 час. 30 мин. 30 июля 1984 г.) (в). 1 — температура воздуха, 2 — скорость ветра. Высота дана в логарифмической и обычной шкале (Москаленко, Ставиский, 1990)

Fig. 26. Temperature profiles with a thermokline on the Vavilov ice cap at log-linear profile of the wind speed (00.30 a.m., 18 July, 1984) (a); catabatic glacier wind (05.30 a.m., 1 August, 1984) (б); still (06.30 a.m., 30 July , 1984) (в). 1 — air temperature, 2 — wind speed. The height is given in a logarithmic and ordinary scale

(Москаленко, Ставиский, 1990). Названные авторы использовали для анализа вертикальных профилей температуры и скорости ветра данные в широком диапазоне климатических условий и типов оледенения (ледниковый купол Вавилова в архипелаге Северная Земля, долинный ледник Туюксу в Заилийском Алатау и ледник того же типа Сары-Тор во Внутреннем Тянь-Шане). В первых двух случаях наблюдениями был охвачен слой воздуха до 8 м (7 уровней), в последнем — двухметровый слой.

Наиболее характерная особенность температурных профилей на куполе Вавилова и леднике Сары-Тор — это большая повторяемость случаев с термоклином (около 30% общего числа наблюдений). Отметим, что термин "термоклин" данные авторы употребляют в том же понимании, что Лильеквист и Холмгрен: "... это слои с более резким возрастанием температуры при увеличении высоты по сравнению с выше- и нижележащими уровнями" (Москаленко, Ставиский, 1990, с. 58).

Примеры образования термоклина при штиле, логарифмически-линейной аппроксимации (прямая в полулогарифмической системе координат) и стоковом ветре, а также изменения его скорости с высотой показаны на рис. 26. Как и на о. Девон при катабатическом ветре, высота максимума скорости близка к слою термоклина (рис. 26*б*). Авторы отмечают большое разнообразие видов мгновенных профилей *t* и *u*, появление термоклина на высотах от 0,5 до 7 м и значительные градиенты температуры в этом слое — до 6° на 1 м.

Представляет интерес рассмотреть случай постепенного образования термоклина при радиационной инверсии на куполе Вавилова 28 октября 1984 г.

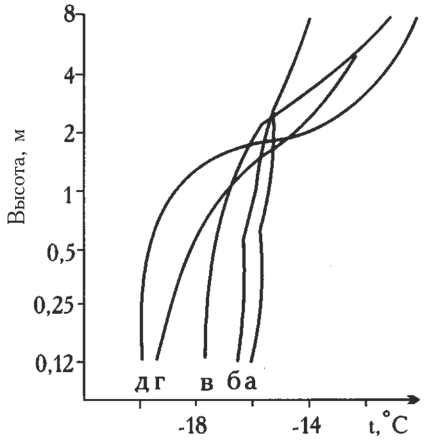


Рис. 27. Пример развития термоклина на куполе Вавилова 28 октября 1984 г. а — 17 час. 50 мин., *v* =5,5 м/с; б — 18 час. 30 мин., *v* = 4,4 м/с; в — 18 час. 45 мин., *v*= 2,6 м/с; г — 21 час 05 мин., *v* =2,8 м/с; д — 22 час. 10 мин., *v* =1,5 м/с. Скорость ветра *v* измерялась на высоте 2 м (Москаленко, Ставиский, 1990)

Fig. 27. Example of the development of a thermocline on the Vavilov ice cap, 28 October, 1984. а — 05.50 p.m., *v* =5,5 m/s; б — 06.30 p.m., *v* = 4,4 m/s; в — 06.45 p.m., *v* = 2,6 m/s; г — 09.05 p.m., *v* = 2.8 m/s; д — 10.10 p.m., *v* = 1.5 m/s. Wind speed *v* was measured at the height of 2 m

(рис. 27). Скорость ветра, указанная в подписи к этому рисунку, измерялась на уровне 2 м. Высота показана в логарифмической шкале. Как и на о. Девон (см. рис. 24), при увеличении скорости ветра профиль *t* "спрямляется". Очевидно, главную роль в более четком выявлении термоклина сыграло уменьшение скорости ветра с 5,5 до 1,5 м/с в период с 17 час 10 мин до 22 час 10 мин.

Анализ данных о частоте появления термоклина и его связи с температурой, скоростью и направлением ветра, видом профиля, условиями инсоляции, полученных на леднике Сары-Тор в июле-августе 1985 г., не дал положительных результатов. Иными словами, какое-либо сочетание рассмотренных факторов, однозначно определяющее наличие или отсутствие термоклина, выявить не удалось. Было отмечено лишь увеличение повторяемости этого феномена при ночном выхолаживании, штилях и сочетании стокового ветра с глубокой инверсией. Можно предположить, что исследования двухметрового слоя воздуха оказалось недостаточным для выявления более четких закономерностей.

В работе И.Г. Москаленко и Д.Б. Ставиского изложены некоторые соображения о возможных механизмах, вызывающих формирование термоклина в нижнем слое воздуха над ледниками.

1. Появление этого феномена вероятно при штиле у поверхности. При этом на некоторой высоте наблюдается слабое движение воздуха, а еще выше происходит переход от ламинарного режима к турбулентному. На границе слоев с разным режимом теплопроводности (молекулярным и турбулентным) возможны скачки температуры в виде термоклина.

2. Термоклин может образоваться при сочетании стокового ветра с глубокой инверсией в слое максимума скорости ветра, где происходит подавление турбулентности. В этом случае отсутствует вертикальный градиент скорости и, следовательно, динамический фактор генерации кинетической энергии турбулентных пульсаций. Термический же фактор при устойчивой стратификации направлен на подавление турбулентности. В таких условиях турбулентный режим поддерживается лишь за счет диффузии с соседних уровней.

3. В приледниковом слое воздуха часто нарушаются внешние (по отношению к мезомасштабному потоку над ледником) условия стационарности и неоднородности. Это наблюдается при адвекции теплого воздуха со склонов, изменении условий инсоляции поверхности и т.д. Нарушение стационарности может быть обусловлено и разрушением внутренних гравитационных волн, формирующихся в нижнем слое воздуха. При этом должны возникать внутренние пограничные слои, на верхней границе которых могут происходить резкие изменения температуры с высотой.

В рассматриваемой работе сформулировано также важное заключение о значении термоклина для местного климата и жизнедеятельности ледников: "...Он (термоклин) отделяет нижний слой воздушной

массы от остальной, более теплой, тем самым снижается поступление тепла к поверхности ледника. В теплообмене с вышележащими слоями большую роль может играть генерация турбулентности при разрушении внутренних гравитационных волн. Тем не менее, часть приледникового слоя воздуха ниже термоклина существенно выхолаживается и выносится вниз по леднику. Этот процесс представляется важным для самоподдержания ледника" (Москаленко, Ставиский, 1990, с. 61).

В итоге авторы делают практические выводы по методике определения турбулентных потоков на горных ледниках и ледниковых куполах, состоящие в том, что отмечаемые на профилях метеоэлементов изгибы и отклонения от линейного логарифмического профиля физически значимы и должны анализироваться для каждого конкретного случая (а); при наличии в них отклонений от лог-линейного закона (термоклин и/или максимум скорости ветра на небольшой высоте) в расчетах могут использоваться лишь данные измерений ниже уровня таких отклонений (б).

Приведем также цитату из монографии А.Н. Кренке, который в результате обзора работ по вопросам трансформации воздуха над ледниками делает следующее заключение: "...в этом случае (при наличии термоклина) решительно неприменимы допущения, лежащие в основе всех известных методов расчета турбулентных потоков тепла и влаги по градиентным наблюдениям. В слое термоклина турбулентность гасится, а ниже его происходит интенсивная трансформация — выхолаживание и иссушение воздуха" (Кренке, 1982, с. 27).

Отдельное место в этом разделе занимает наш микрометеорологический эксперимент на леднике Обручева (Полярный Урал) в июле 1975 г. (Волошина, 1981в). Основная задача состояла в изучении изменчивости температуры воздуха во времени (в одном пункте), ее вертикальных градиентов и точности полученных средних величин, характеризующих определенный интервал времени, при отсутствии регистрирующих приборов. Наблюдения проводились на уровнях 0,25 и 1,0 м с помощью двух психрометров, укрепленных на мачте в горизонтальном положении (датчиками к ветру), на пологом участке в фирновой зоне ледника. Температура определялась каждые 30 секунд в течение часа, с 14.30 до 15.30. В этот день (23 июля 1975 г.) была солнечная умеренно теплая погода, дул порывистый западный ветер (вниз по леднику) со скоростью 1 – 3 м/с. Метеоплощадка в период наблюдений находилась в тени, освещен был лишь склон кара у левого борта ледника.

На рис. 28 виден характер флуктуации температуры воздуха, а именно: неодновременность и неоднозначность изменения t на разных уровнях в отдельные моменты времени и, как следствие, значительная изменчивость ее вертикального градиента (особенно в первые 7 минут наблюдений). Колебания t имеют случайный характер, поэтому невозможно наметить какую-либо периодичность в повышении или понижении температуры. Как показывает рисунок, разность Δt в слое 1,0 – 0,25 м колебалась в отдельные моменты от 0,4 до 5,7 °С.

Можно по-разному интерпретировать такие сильные флуктуации температуры и ее вертикальных градиентов в течение коротких интервалов времени. Прежде всего, надо иметь в виду, что примерно в 100 – 150 м от метеоплощадки вверх по леднику располагается крутая задняя стенка кара (высотой около 500 м), по которой "скатывается" ледниковый ветер. Его максимальная скорость часто наблюдалась на уровне 0,5 м, так что, возможно, здесь также имел место феномен термоклина. По мере перемещения струи по высоте менялась и температура воздуха на данном уровне. Другое предположение заключается в том, что район метеоплощадки может быть местом встречи долинного и ледникового ветров, т.е. зоной микрофронта, для которого флуктуации температуры весьма характерны, особенно при его смещении вверх или вниз по леднику, в зависимости от соотношения скоростей ветра двух потоков противоположного направления.

Рис. 28 также свидетельствует о том, что 5 – 6 отсчетов температуры, сделанные при стандартных наблюдениях, как правило, в течение 1 – 2 минут, могут дать случайное представление о распределении ее с высотой.

В течение часа, когда велись непрерывные измерения, тенденции к общему понижению t не на-

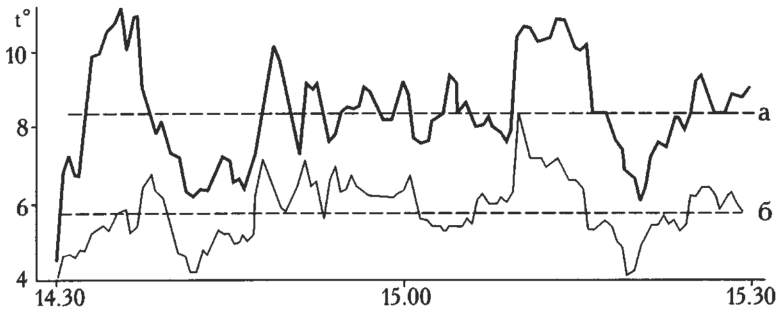


Рис. 28. Изменение температуры воздуха на уровнях 1,0 м (а) и 0,25 м (б) на леднике Обручева 23 июля 1975 г., 14.30–15.30. Пунктиром обозначена средняя температура за час

Fig. 28. Air temperature changes at the level of 1.0 m (a) and 0.25 m (б) on Obruchev Glacier 23 June, 1975, 02.30–03.30 p.m. The mean temperature in hour is indicated with the dotted lines

Таблица 2.2

Статистические параметры изменчивости температуры воздуха. Ледник Обручева, 23 июля 1975 г., 14.30 – 15.30
Statistical parameters of the air temperature variability. Obruchev Glacier, 1975, 23 of July, 14.30 – 15.30

Статистические характеристики	Показатели, °С					
	$t_{1,0}$	$t_{1,0(5)}$	$t_{0,25}$	$t_{0,25(5)}$	Δt	$\Delta t_{(5)}$
Среднее	8,4	8,4	5,8	5,8	2,6	2,6
Максимум	11,2	10,8	8,4	7,7	5,7	5,2
Минимум	4,5	6,4	4,1	4,5	0,4	1,7
σ	1,30	1,13	0,75	0,73	0,73	0,80
Число случаев	120	116	120	116	116	116

блюдалось, что дало возможность определить некоторые статистические параметры, характеризующие изменчивость t и Δt за этот период (табл. 2.2).

Для статистического анализа, результаты которого представлены в табл. 2.2, были использованы не только непосредственные отсчеты температуры воздуха на двух уровнях и ее разность ($t_{1,0,}$ $t_{0,25}$, Δt), но также и скользящие средние этих параметров по 5 случаев ($t_{1,0(5)}$, $t_{0,25(5)}$, $\Delta t_{(5)}$), являющиеся аналогом осреднения при стандартных наблюдениях. Как показывают данные табл. 2.2, амплитуда колебаний температуры на уровнях 1,0 и 0,25 м за исследуемый интервал времени составила соответственно 6,7 и 4,3 °С, для скользящих средних она несколько меньше — 4,4 и 3,2 °С. Следует обратить внимание на тот факт, что изменчивость скользящих средних так же велика, как и непосредственных отсчетов — стандартное отклонение σ для $t_{1,0}$ и $t_{1,0(5)}$ и других пар отличается очень мало. Асинхронность изменения температуры на разных уровнях приводит к большой изменчивости Δt : параметр σ для Δt больше, чем для $t_{0,25}$.

Основной вывод, вытекающий из рассмотрения результатов описанного эксперимента, заключается в следующем. Объективные данные о вертикальном распределении температуры и других метеоэлементов в приледниковом слое воздуха, необходимые для расчета параметров турбулентного тепло- и влагообмена с максимальной точностью, могут быть найдены лишь путем непрерывной регистрации температуры и скорости ветра на нескольких уровнях (желательно охватить слой воздуха выше 2 м) с помощью безынерционных датчиков. Сетевой суточный (или недельный) термограф не относится к таким приборам как из-за сложности установки и регулирования в условиях тающей поверхности ледника, так и вследствие разной степени инерционности термографа и психрометра (или другого чувствительного прибора). В результате регистрации можно получить представление и о мгновенных, и осредненных за любой временно́й интервал значениях метеорологических параметров на разных уровнях над поверхностью ледника.

Резюмируя итоги исследований, показанные в этом разделе, следует признать, что вопрос о распределении температуры и других метеорологических показателей в приледниковом слое воздуха разработан более полно, чем расчетные схемы для определения турбулентных потоков тепла и влаги на ледниках. Тем самым заложена основа для создания новой (либо модификации уже имеющихся) методики, пригодной для сложных условий рельефа, горизонтальной неоднородности поверхности, нестационарности потока, глубокой инверсии, термоклина и стоковых ветров над ледниками.

2.3. Турбулентный тепло- и влагообмен. Структура теплового баланса

Не подлежит сомнению тот факт, что физическая сущность процессов, определяющих энерго- и массообмен в поверхностном слое ледников в теплое время года, может быть понята лишь на основе тщательного изучения приходной и расходной составляющих теплового баланса в разных условиях погоды, климата, морфологии ледников и окружающих склонов, а также учета ряда других, менее значимых локальных факторов. Метеорологические данные, полученные при теплобалансовых наблюдениях на ледниках, как правило, используются не только при последующем расчете основных компонентов теплового баланса, но и для различных косвенных оценок, имеющих целью реконструкцию или прогноз отдельных гляциологических параметров (этому вопросу посвящена глава 4).

В полном объеме уравнение теплового баланса для поверхностного слоя ледника имеет следующий вид:

[redacted] (2.28)

где B — радиационный баланс, P — турбулентный поток тепла к поверхности ледника, $\pm LE$ — тепловой эквивалент испарения или конденсации на поверхности снега или льда, cw — тепло, выделяемое жидкими осадками, выпавшими на леднике, и mt — тепловое воздействие потоков талой воды на ледниковой поверхности. В правой части уравнения (2.28) rW — тепловой эквивалент слоя стаявшего снега или льда, λt — количество тепла, переданное с поверхности вглубь благодаря теплопроводности, q — солнечная радиация, прошедшая сквозь поверхностный

слой в глубину ледника и поглощенная там, и f — количество тепла, затраченное на повышение температуры верхнего слоя (порядка нескольких сантиметров) до точки плавления льда.

Наиболее корректно использовать уравнение (2.28) для интервала не менее суток, поскольку здесь учитывается теплообмен, осуществляемый в разное время дня, например, тепло, расходуемое на прогревание ледника в утренние часы. На практике члены уравнения (2.28) cw, mt, λt, q и f, имеющие малые значения по сравнению с основными (B, rW, P, LE) не рассматриваются. В ряде исследований, посвященных этому вопросу (например, Коновалов, 1972*а*), показано, что величины этих компонентов находятся в пределах ошибок определения основных составляющих (обычно это 1 – 2 или даже доли процентов от B или rW) и в связи с этим они могут не учитываться. Правда, этот вывод относится к теплым ледникам умеренных и субтропических широт. В полярных районах затрата тепла на прогревание ледника в течение лета может достигать значительных величин, соизмеримых с количеством тепла, расходуемым на таяние (Кренке, 1961). В фирновых зонах теплых ледников, расположенных в высокогорье, энергия, затраченная на прогревание снега утром, составляет 10 – 15% дневной величины радиационного баланса. В частности, такие оценки были сделаны нами при наблюдениях на фирновом плато южного склона Эльбруса (3750 м над ур. моря) в условиях ясной, холодной погоды.

Жидкие осадки иногда оказывают ощутимое механическое воздействие, способствуя разрушению и смыву верхнего слоя снега или льда. Так, в нижней частей области абляции ледника Туюксу в июле 1988 г. сильными ливнями был разрушен и смыт поверхностный слой льда (радиационная кора таяния) толщиной 5 – 8 см. Выпадение интенсивных осадков в жидком виде способствует также увеличению альбедо льда путем смыва моренного материала. Такой случай был отмечен нами на леднике Джанкуат (Центральный Кавказ) в июле 1965 г., когда за несколько часов альбедо льда возросло с 0,27 до 0,42. Но такие факты, к сожалению, невозможно учесть при анализе структуры теплового баланса.

Величины турбулентных потоков тепла и влаги (либо теплового эквивалента испарения-конденсации), как и другие компоненты теплового баланса, были рассчитаны за тот или иной период на большинстве горных ледников, где проводились комплексные гляциологические исследования в 50 – 80-х годах. Но анализ и сравнение имеющихся в литературе данных для разных регионов весьма затруднены по многим причинам. Как уже указывалось в разделе 2.1, неопределенность и ограниченная сопоставимость параметров P и LE, полученных на разных горных ледниках, обусловлены прежде всего несовершенством методики их расчета, применением в отдельных районах разных схем, разработанных и используемых в равнинных районах, в иных условиях термического и ветрового режима.

К другой группе причин следует отнести неодинаковый характер погоды в период проведения градиентных наблюдений, разную их продолжительность, а также различные интервалы осреднения (часы, день-ночь, сутки, месяц, по типам погоды, по градациям исходных параметров и т.д.), что ограничивает возможности сопоставления даже при использовании одного и того же расчетного метода.

И, пожалуй, одним из наиболее важных обстоятельств, исключающих в ряде случаев возможность сравнения P и LE не только в отдельных регионах, но и на соседних ледниках, служит большая изменчивость основных метеопараметров, определяющих интенсивность турбулентного тепло- и влагообмена в разных точках ледника. Из-за сложности постановки наблюдений (необходима непрерывная регистрация всех параметров в большом числе пунктов) закономерности изменения скорости ветра, температуры и влажности воздуха в пределах ледника в разное время суток до настоящего времени не изучены и вряд ли это возможно осуществить в обозримом будущем.

Следует также подчеркнуть, что изменчивость компонентов радиационного баланса на площади ледника значительно меньше, (а результаты инструментальных измерений более достоверны), чем P и LE. Они имеют устойчивый суточный ход, поэтому по результатам наблюдений в одной-двух точках через 1 – 3 часа дневные или суточные значения радиационных параметров можно определить с достаточной степенью точности, соответствующей точности измерения суточного стаивания снега или льда.

Один из реальных способов определения параметров P и LE при глубоких инверсиях и развитой местной циркуляции на горных ледниках состоит в расчете их суммарного значения ($P \pm LE$) как остаточного члена из уравнения теплового баланса. Но это возможно лишь при следующих условиях: а) член ($P \pm LE$) имеет тот же порядок, что и радиационный баланс, в противном случае, при его незначительной величине, он включает в себя ошибки измерений B и rW; б) направление потоков тепла и влаги должно быть одинаковым, т.е. если имеет место конденсация водяного пара, либо P существенно больше, чем $-LE$.

Уникальные эксперименты по определению ($P + LE$) как остаточного члена в уравнении теплового баланса были выполнены на Полярном Урале — ледниках ИГАН и Обручева (Адаменко, 1968; Волошина, 1981*б*). Они дали возможность с достаточной надежностью определить ($P + LE$) для значительной части поверхности этих ледников и показали большую степень пространственной изменчивости данных параметров как одну из характерных особенностей энергетического режима полярных ледников. Очевидно, что при несовершенстве расчетных методов определения $\pm E$ на ледниках большую ценность приобретают немногочисленные эксперименты по определению этого параметра весовым способом (путем взвешивания испарителей через определенные интервалы времени), дающие возможность устано-

вить хотя бы порядок величин испарения-конденсации в отдельных регионах.

Заслуживают внимания результаты обобщения данных, приведенные в работах (Дроздов, Мосолова, 1970, 1973*а*; Коновалов, 1983), которые позволяют косвенным путем с достаточной степенью точности оценить вклад ($P \pm LE$) в общие затраты тепла на таяние или абляцию, вне зависимости от принятой тем или иным автором методики их получения.

Переходя к конкретному рассмотрению и сопоставлению результатов исследований теплового баланса, отметим важное обстоятельство: сравнение относительного вклада P и LE в общий энергетический баланс в разных точках может быть полезным, если эти параметры рассчитаны одним и тем же методом и при сходных условиях (типах) погоды.

Наиболее детальные и длительные измерения интенсивности влагообмена весовым способом были осуществлены И.М. Лебедевой (1972, 1975) на высокогорных ледниках южного и восточного Памира. Одновременное проведение градиентных наблюдений позволило автору сопоставить рассчитанные и измеренные значения $\pm E$. Ценность этих работ заключается также в установлении ряда закономерностей изменения по широте и с высотой параметров, определяющих интенсивность $\pm E$ (скорость ветра, упругость водяного пара) и результирующей величины испарения. В качестве объектов наблюдений были выбраны ледники Киштиджуроб в южной части Памира (23 июля — 2 августа 1970 г.), Бакчигир (2 – 15 августа 1972 г.) и Акбайтал (первая половина июля 1973 г.) на восточном Памире. На всех названных ледниках пункты измерений располагались в области аккумуляции, на абсолютных высотах 5000 – 5100 м. Всего было проведено 211 серий, взвешивание испарителей осуществлялось через 2 – 3 часа с 7 до 18 ч.

Анализ результатов этих исследований позволил автору сделать ряд выводов, наиболее важные из которых таковы.

1. Наибольших величин (0,8 – 1,7 мм/сут) испарение достигает в периоды сухой, ясной и ветреной погоды после холодных вторжений, при низкой влажности воздуха (днем около 3 гПа). В условиях термической депрессии, характеризовавшейся теплой погодой со слабыми ветрами и повышенной увлажненностью воздуха (до 4,5 гПа) испарение понижается до 0,3 – 0,5 мм/сут.

2. На высокогорных ледниках южного и восточного Памира продолжительность дневного периода таяния составляет всего 3 – 6 часов, поскольку в остальное время суток температура поверхности и воздуха имеет отрицательные значения и часть радиационного тепла расходуется на прогревание поверхностного слоя ледника. При отрицательной температуре поверхности резко понижается максимальная упругость водяного пара (с 6,11 гПа при 0 °С до 4,01 при -5 °С и 2,60 гПа при -10 °С). Поэтому наиболее интенсивное испарение наблюдается, как правило, в период 12 – 15 час. (до 0,10 – 0,25 мм/час), в вечерние и ночные часы оно резко уменьшается (до 0,01 – 0,04 мм/час).

3. Связь измеренных величин испарения с расчетными (по схеме С.С. Зилитинкевича и Д.В. Чаликова) не установлена — она выражалась полем точек при графическом анализе, а в ряде случаев не совпадал даже знак E.

4. Данные по другим ледникам (а также снежникам) Памиро-Алтая и Тянь-Шаня позволили установить некоторые закономерности изменения с высотой (в интервале от 2000 до 5100 м над ур. моря) и в значительном широтном диапазоне (37 – 45° с.ш.) интенсивности влагообмена и определяющих его факторов. Так, уменьшение с высотой длительности дневного периода положительных температур (и значений $+B$) препятствует заметному росту суточного испарения, хотя его интенсивность в дневные часы может возрастать в том же направлении, что обусловлено усилением ветра и убыванием абсолютной влажности на больших высотах. В целом изменение суточных величин испарения с высотой описывается экспонентой, иными словами, происходит замедление их роста с приближением к уровню, на котором таяние прекращается.

5. Отмечена четкая связь между упругостью водяного пара над поверхностью ледников и абсолютной высотой. В среднем летом ее величины составляют около 6 гПа на абсолютной высоте 3000 м и 2 – 2,5 гПа при подъеме до 6000 м.

6. Для определения интенсивности испарения автором предложены эмпирические формулы двух видов: а) с учетом скорости ветра и разности упругости водяного пара в двухметровом слое воздуха над ледником (e_n-e_2); б) для расчета используется лишь параметр (e_n-e_2), что предполагает изменение скорости ветра в течение периода наблюдений в очень узком диапазоне (либо преобладание слабых ветров, близких к штилю). Заметим, что предлагаемые формулы сходны с теми, которые были выведены М.И. Ивероновой и П.П. Кузьминым (Лебедева, 1975). Очевидно, что такие формулы пригодны в основном для локальных условий погоды, рельефа и подстилающей поверхности, т.е. ограниченного сочетания метеорологических параметров, определяющих значения турбулентного влагообмена в небольшом регионе.

7. Изменение с высотой основных параметров, от которых зависит интенсивность испарения, а также результаты измерений E весовым способом дали возможность автору установить гипотетическую (выше 5000 – 5500 м) зависимость этого параметра от широты и абсолютной высоты в Средней и Центральной Азии. Из графика (Лебедева, 1975, с. 127, рис. 6) следует, что максимальная интенсивность испарения может наблюдаться на высотах 5500 – 6000 м; в диапазоне 45 – 29° с.ш. величина E возрастает вдвое (от 1 до 2 мм/сут). Выше 6000 м на всех широтах испарение значительно уменьшается.

По результатам наших измерений испарения весовым способом в июле-августе 1958 г. на фирновом плато южного склона Эльбруса (3750 м), его интенсивность составляла чаще всего не более 0,02 – 0,05 мм/час как в дневные, так и в ночные часы (Волошина, 1966*а*). За период измерений (11 дневных двухчасовых серий и одна ночная — с 19 до 7 час. при малооблачной погоде без осадков) максимальная величина этого параметра равнялась 0,11 мм/час. Было установлено, что в условиях слабой устойчивости воздуха (глубина инверсии в двухметровом слое в дневные часы всего 3 – 6 °С, а скорость ветра — около 3 – 5 м/с) измеренные и рассчитанные (методом Д.Л. Лайхтмана) величины испарения различались не более чем на 30 – 50%. Это дало определенное основание предпочесть метод Лайхтмана при расчетах P и LE и использовать их для определения структуры теплового баланса в этом регионе.

Данные по испарению с поверхности снега, полученные весовым способом, приводятся также в работе А.А. Тихановской (1966). Измерения выполнялись в течение четырех суток на леднике Бакалак (северный склон Алайского хребта) в августе 1964 г., на абсолютной высоте 4100 м. Все суточные величины находились в пределах 0,04 – 0,06 мм. Отмечается, что испарение, рассчитанное за те же дни по результатам градиентных измерений методом Монина-Казанского, очень близко к измеренному (отклонение составляет 10 – 20%).

Интересные сведения об измеренном испарении приведены в работе Г. Касера (1986). Наблюдения проводились летом 1980 г. в фирновой зоне (3026 м) и в области абляции (2500 м) ледника Хинтерайсфернер. Для анализа было отобрано 288 ежечасных серий измерений на фирне и 216 — на льду. В обоих пунктах при устойчивой малооблачной погоде наблюдалось испарение, при влажной пасмурной погоде — конденсация. Максимальные значения $-E$ достигали 0,25 мм/час, $+E$ — 0,10 мм/час, наибольшая повторяемость $\pm E$ находится в интервале от нуля до 0,1 мм/час. Число случаев испарения и на фирне, и на льду больше, чем конденсации (исключая ненастную погоду). В работе подчеркивается, что в целом за период абляции потери тепла на испарение могут достигать 20% всей энергии, расходуемой на таяние.

Поскольку основная часть внешнего массоэнергообмена ледника приходится на теплое время года, массив метеорологических данных, накопленный в разных ледниковых районах, рассматривается нами в различных аспектах именно за этот период. В то же время влагообмен как один из немногих метеорологических процессов оказывает влияние на баланс массы ледников и в зимнее время года, что дает основание обратиться к некоторым исследованиям, посвященным этому вопросу.

Некоторые полезные выводы могут быть взяты из работы А.Л. Арэ (1981), основанной на анализе большого экспериментального материала: измерения испарения с поверхности снега весовым методом проводились в центральной и южной Якутии в холодные сезоны 1969 – 1978 гг. Установлено, что при температурах воздуха ниже -10 °С интенсивность испарения ничтожна и выражается в основном сотыми долями миллиметра за сутки, или 2 – 5 мм за месяц. Заметим, что этот район характеризуется в зимний период очень слабыми ветрами в антициклональном барическом поле. При подъеме температуры выше указанных пределов величина испарения значительно возрастает и составляет уже 0,4 – 0,9 мм/сут, особенно при скорости ветра более 5 м/с. Общая сумма испарившегося снега за холодный сезон колебалась в указанные годы от 8 до 20 мм слоя воды.

В интервале от 0 до -10 °С прослеживается прямая связь испарения с температурой воздуха, означающая на самом деле влияние возрастающего градиента влажности в приповерхностном слое воздуха. При более низких температурах связи испарения с температурой практически нет, а его интенсивность составляет 0,1 мм/сут или менее.

Другое исследование испарения с поверхности снега, заслуживающее внимания в данном контексте, было проведено в долине р. Малой Алматинки, на абсолютной высоте около 2300 м, в холодные сезоны 1957/58 и 1958/59 гг. (Филатова, Соседов, 1973). Всего было выполнено 700 ежесуточных взвешиваний испарителей, установленных на склонах северной и южной ориентации. Средняя суточная температура воздуха менялась в основном от -10 °С до оттепели. В ранне-весенний период на южных склонах отмечено значительное влияние солнечной радиации на интенсивность испарения. По материалам измерений были получены эмпирические зависимости испарения от вертикального градиента упругости водяного пара в слое 0 – 2 м, и на их основе рассчитаны значения исследуемого параметра в интервале высот 1600 – 3100 м. На уровне 2300 м измеренное испарение составляло в среднем 0,35 мм/сут на северном склоне и 0,50 мм/сут на южном (или 30 – 70 мм за холодный сезон на обоих склонах). На основе локальных эмпирических формул установлено, что в диапазоне высот 1600 – 2300 м испарение растет с высотой (примерно в 1,5 раза), а выше 2300 м незначительно уменьшается (на 20%).

Подводя некоторые итоги анализа названных выше работ, в которых приводятся измеренные величины испарения, следует подчеркнуть следующее.

1. Весовой метод определения испарения дает возможность установить его значения, близкие к истинным, но лишь для локальных условий и при устойчивой погоде без осадков. Достаточно точная оценка $\pm E$ весовым способом за весь период абляции (или аккумуляции) представляется маловероятной.

2. При отрицательных температурах максимальная упругость водяного пара у поверхности снега и льда значительно меняется в зависимости от температуры (в отличие от дневного периода таяния, когда она равна 6,11 гПа), что и определяет главным обра-

зом интенсивность испарения (а точнее, испаряемости, поскольку над снегом и льдом влажность воздуха постоянно находится в состоянии максимального насыщения). По-видимому, исходя из этого факта, многие авторы при выводе эмпирических формул для расчета $\pm E$ используют лишь вертикальный градиент абсолютной влажности, хотя роль скорости ветра в испарении столь же велика.

3. Очевидно, что приведенные выше данные по испарению в Якутии (за холодный сезон) и на Восточном Памире (летом) представляют экстремальные условия (и величины) испарения для умеренных широт.

Многие исследователи уделяют большое внимание вопросу о соотношении испарения и конденсации в отдельных географических районах и в разных областях ледников, поскольку эти процессы сопровождаются поглощением либо выделением значительно большего количества тепла, чем затраты энергии на таяние (при нулевой температуре поверхности соотношение 7,5:1). Несомненно, что преобладание испарения или конденсации влияет в определенной мере на суммарное количество тепла, расходуемого на абляцию. Так, по расчетам Г. Касера (1986) на языке ледника Хинтерайсфернер в определенных условиях погоды при суточном испарении около 3 мм общая абляция льда составляла 0,72 г/см^2. При том же количестве тепла, затраченного лишь на таяние, последнее возросло бы на 2,43 г/см^2, т.е. почти в 4 раза. По расчетам того же автора, с 1953 по 1982 г. потери тепла на испарение достигали 20% энергии, расходуемой на таяние, общий расход массы по сравнению с действительным возрос бы за 30 лет с 773 до 1898 г/см^2, т.е. в 2,5 раза.

Очевидно, что доля $\pm E$ как компонента баланса массы горных ледников невелика и при самых благоприятных условиях имеет порядок от одного до нескольких процентов.

Вопрос о преобладании испарения или конденсации в областях питания и расхода ледников в общем виде рассмотрен в работе А.Н. Кренке (1982), где на картосхеме показано районирование территории бывшего СССР включая арктические регионы. Выделено четыре типа влагообмена (использованы в основном расчетные данные): 1) конденсация на всей поверхности ледника; 2) конденсация в областях питания и испарение на языке; 3) испарение в области аккумуляции и конденсация в области абляции; 4) испарение по всей поверхности ледника.

Первый тип влагообмена характерен для ледниковых систем арктической и субарктической зон (Земля Франца-Иосифа, Новая Земля, Северная Земля, Полярный Урал). Ко второму А.Н. Кренке относит Западный Кавказ, Алтай, хр. Сунтар-Хаята; к третьему — Центральный Кавказ, Западный и Внутренний Тянь-Шань, Джунгарский Алатау; к четвертому — Памиро-Алай. Выделения отдельных групп ледников, характеризующихся преобладанием испарения или конденсации, по нашему мнению, недостаточно для выявления общей картины изменения $\pm E$ в зависимости от основных географических факторов. В действительности, если рассматривать конкретные районы оледенения, ледники и их отдельные зоны, картина изменения интенсивности и направления влагообмена представляется значительно более сложной и не столь однозначной. Можно выделить несколько групп факторов, воздействующих на процессы испарения-конденсации и определяющих их расчетные значения, полученные на большом числе ледников. Некоторые из них уже обсуждались выше, в преамбуле к данному разделу.

Наиболее важную роль играет, очевидно, местоположение ледника — географический район и абсолютная высота, повторяемость тех или иных атмосферных процессов и типов погоды (точнее, степень трансформации воздушных масс, изменение температуры, влажности воздуха, количества облаков с высотой и пр.). Велико также влияние местной циркуляции воздуха (подробнее оно будет рассмотрено в главе 3). Здесь уместно лишь отметить, что неоднозначное влияние долинного или катабатических ветров (горного либо ледникового) в локальных условиях местности может изменить знак и интенсивность турбулентного влагообмена. Так, при проведении натурных экспериментов в нижней и верхней части областей абляции ледника Медвежий на Памире было установлено, что долинный ветер значительно меньше насыщен водяным паром, чем ледниковый, вопреки общепринятому мнению (Волошина, 1983).

Существенную роль в получении тех или иных результатов играет также методика градиентных измерений. Известно, что метеорологические наблюдения на горных ледниках проводились, как правило, при устойчивой погоде без осадков, в светлое время суток, и чаще всего они не охватывали весь период абляции. К этому следует добавить, что изменчивость параметров, определяющих турбулентный тепло- и влагообмен (температура, влажность, скорость ветра) по площади ледника велика, и закономерности этих колебаний установить очень трудно. Поэтому стационарные наблюдения в одном-двух пунктах не дают представления об истинных величинах измеренных и расчетных параметров. Ниже это будет показано на основе результатов измерений на ледниках Полярного Урала. Основные же причины неопределенности и несопоставимости данных о P и LE, как уже указывалось выше, состоят в использовании на отдельных ледниках разных методов, а также в том, что их применимость в условиях глубоких инверсий и значительной устойчивости воздуха вызывает сомнения. Это замечание относится прежде всего к регионам, где температуры воздуха высоки (Полярный Урал, языки некоторых ледников Памира).

Тем не менее, мы сочли возможным рассмотреть данные о структуре теплового баланса в тех регионах, где P и LE рассчитывались с помощью одного, наиболее часто применявшегося метода (Д.Л. Лайхтмана), а величины этих параметров несущественны по сравне-

Таблица 2.3

Структура теплового баланса некоторых горных ледников умеренных широт, %
The heat balance structure of some mountain glaciers of moderate latitudes,%

№	Район	Ледник	Абсолютная высота, м	Период наблюдений	Вид поверхности	Приход			Расход	
						B	*P*	*+LE*	*-LE*	*rW*
1	Швейцарские Альпы	Алечский	3366	VIII 1973	снег	92	8		6	94
2	"	"	2220	VIII 1965	лед	71	21	8		100
3	Западный Кавказ	Марух	2910	VII-VIII 1967-1969	снег	98	1	1	1	99
4	Центральный Кавказ	южный склон Эльбруса	3750	VII-VIII 1958-1960	снег	82	18		9	91
5	"	Карачаул	3250	VIII 1961	лед	88	12		2	98
6	Алтай	Малый Актру	2340	VII-VIII 1970	лед	82	15	3		100
7	Заилийский Алатау	Туюксу	3750	VII-IX 1957-1959	снег	79	21		10	90
8	"	"	3475	VII-IX 1957-1959	лед	90	10		5	95
9	"	"	3470	VII-VIII 1968, 1971, 1972	лед	90	10		8	92
10	"	Шокальского	3380	VII-IX 1962	лед	89	11		2	98
11	Памир	Медвежий	3050	VII-VIII 1972	лед	95	5		3	97
12	Камчатка	Козельский	1850	VI-VIII 1976	снег	72	28		20	80

нию с основными компонентами — радиационным балансом и затратами тепла на таяние. Это позволяет сравнить хотя бы соотношение основных компонентов теплового баланса для ряда ледниковых районов умеренных широт (табл. 2.3, рис. 29).

В этой таблице приводятся основные сведения о местоположении ледников, периодах наблюдений и структуре теплового баланса в относительных единицах. Эти данные нуждаются в некоторых комментариях. Для Алечского ледника метод расчета P и LE в работе (Ланг, 1980) указан лишь в общем виде, однако мы сочли полезным привести эти результаты наблюдений, так как они дополняют общую картину изменения компонентов теплового баланса с запада на восток в умеренных широтах. Величины испарения и конденсации по леднику Марух даются раздельно, в остальных случаях в соответствующих работах помещены лишь результирующие значения $\pm LE$. Опубликованные ранее (Волошина, 1966*а*) данные о турбулентных потоках тепла и влаги по Эльбрусу (3750 м) сейчас пересмотрены, а именно: вместо суточных значений P и LE приводятся лишь дневные, поскольку значительные величины турбулентных потоков на открытом западным ветрам фирновом плато Эльбруса обусловлены ночным усилением ветра, а это тепло практически не влияет на размеры дневного таяния. Очень низкие показатели радиационного баланса в фирновой зоне ледника Туюксу обусловлены тем фактом, что наблюдения велись до конца периода абляции, т.е. примерно до середины сентября, когда радиационный баланс формируется при низком стоянии Солнца и большом влиянии снегопадов.

Как видно из табл. 2.3, почти во всех рассмотренных районах как в фирновых зонах, так и в нижних частях ледников преобладает испарение. Исключение составляют более влажные географические области — Альпы (область абляции), Западный Кавказ, Алтай, где зафиксированы очень небольшие величины конденсации.

На всех представленных на рис. 29 ледниках турбулентный тепло- и влагообмен меняется в малом диапазоне (исключая область абляции Алечского ледника, где “виною” более высоких величин P и $+LE$ может быть применение иного метода расчета). Рост турбулентного обмена на леднике Козельский легко объясним, и связан он с преобладанием значительных скоростей ветра в течение всех суток (средняя суточная скорость ветра составляла 4,5 м/с, максимальная до 9 м/с). В отдельных горно-ледниковых районах характерные величины радиационного баланса как в фирновых зонах, так и в областях абляции колеблются в больших пределах. Особенно заметно радиационный баланс возрастает в нижних зонах ледников Памира (Медвежий).

Сводные данные, включающие сведения о процентном соотношении составляющих теплового баланса на 36 ледниках от Земли Франца-Иосифа до Памира, можно найти в работе А.Н. Кренке (1982, табл. 23).

Следующая часть раздела 2.3 будет посвящена рассмотрению результатов тех исследований, на основе которых тем или иным непрямым способом можно составить представление о совокупной роли турбулентного тепло- и влагообмена на горных ледниках (по результатам измерений других компонентов теплового баланса) в зависимости от абсолютной высоты и (или) основных метеорологических характеристик. Ценность и уникальность других работ, рассматриваемых ниже, заключается в получении косвенной информации о распределении параметра ($P + LE$) на большей части поверхности ледника.

Из данных, приведенных в работе В.Г. Коновалова (1983), которая посвящена выводу региональных формул расчета интенсивности таяния на ледниках Средней Азии, мы имеем возможность сделать

ряд заключений. Для этого используем соотношение теплового эквивалента таяния или абляции rW и величины баланса коротковолновой радиации B_k. Оно представлено в графическом виде на рис. 4 в названной работе для интервала высот 3 – 4 км за июль, август и сентябрь по обобщенным результатам наблюдений на ряде ледников Средней Азии. Линии связи проведены для июля, августа и сентября соответственно по 10, 18 и 6 точкам. Эти данные были применены нами для составления табл. 2.4 и дальнейших выводов.

Учитывая, что на низких ледниках Средней Азии при достаточно высоких температурах воздуха баланс длинноволновой радиации обычно близок к нулю или характеризуется даже положительными величинами (Коновалов, 1972*а*; Волошина, 1983), можно считать, что в июле и августе, когда B_k/rW меньше единицы, остальное тепло приходит к поверхнос-

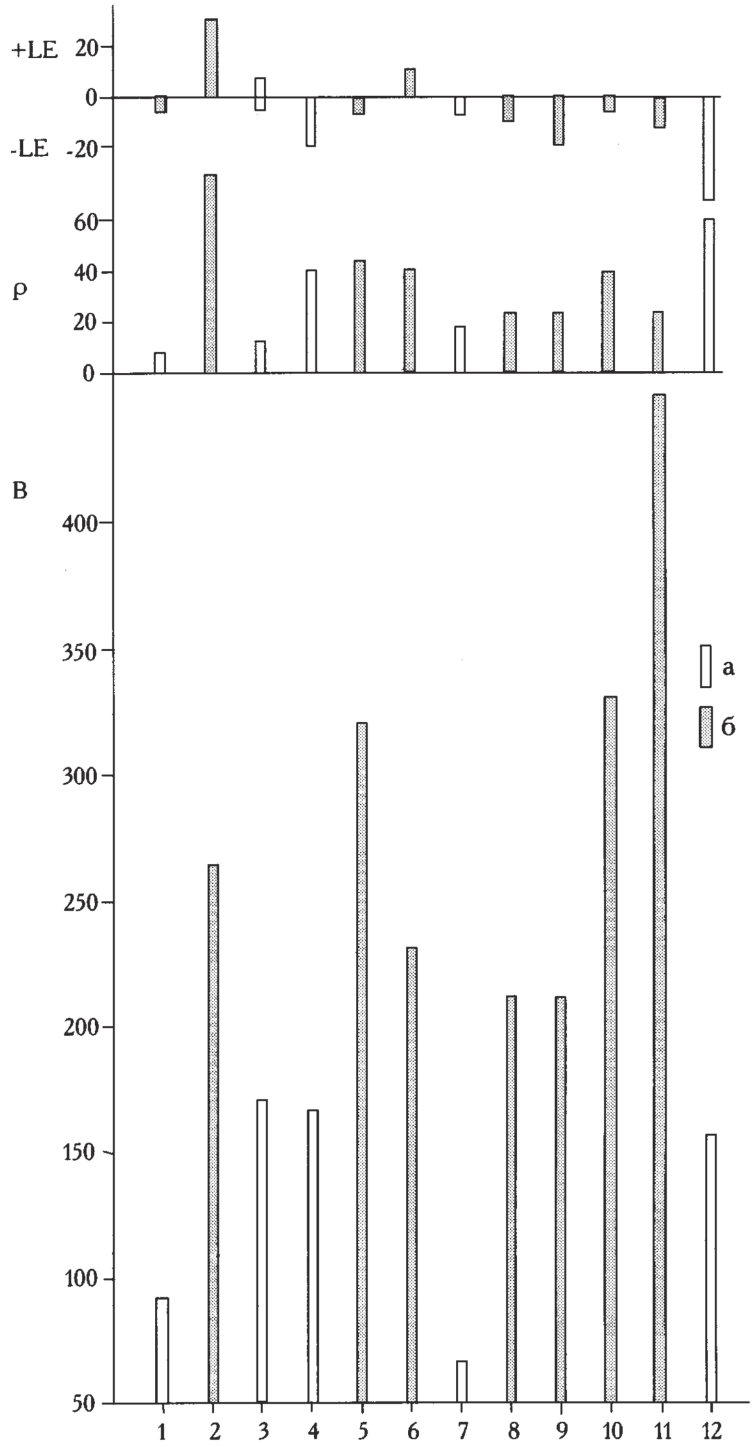


Рис. 29. Радиационный баланс (B), турбулентный поток тепла (P) и тепло испарения-конденсации ($\pm LE$), кал/см^2·сут, на ледниках умеренных широт. Нумерацию ледников см. в табл. 2.3. а — область аккумуляции, б — область абляции

Fig. 29. Net radiation (B), turbulent heat flux (P) and heat of evaporation-condensation ($\pm LE$), cal/cm^2·day, on moderate latitudes glaciers. Numbering of glaciers see in table 2.3, а — accumulation area, б — ablation area

Таблица 2.4

Соотношение баланса коротковолновой радиации и теплового эквивалента таяния B_k/rW (по результатам наблюдений на ледниках Средней Азии)
The ratio of short-wave radiation balance to the heat equivalent of melting B_k/rW (on the results of measurements on the Middle Asia glaciers)

Месяц	Абсолютная высота, км					
	3,0	3,2	3,4	3,6	3,8	4,0
Июль	0,67	0,83	1,00	1,15	1,43	—
Август	0,67	0,83	1,00	1,04	1,25	1,43
Сентябрь	—	1,00	1,25	1,54	2,22	—

Таблица 2.5

Отношение радиационной составляющей $W(B_k)$ к общей величине таяния W, %
The ratio of radiation component $W(B_k)$ to the total value of melting W, %

t°	Таяние за счет B_k, мм (кал/см^2)				
	12,5 (100)	25,0 (200)	37,5 (300)	50,0 (400)	62,5 (500)
0	125	167	188	167	156
5	48	83	107	125	114
10	28	50	62	77	69
15	21	38	50	56	52

ти ледника в результате турбулентного обмена (33% на высоте 3000 м и 17% на уровне 3200 м). Судя по данным табл. 2.4, выше 3400 м в июле и августе и выше 3200 м в сентябре на таяние затрачивается лишь 45 – 80% радиационного тепла, остальное (предположительно) уходит на длинноволновое излучение, прогревание поверхностного слоя ледников и, возможно, испарение. Турбулентный поток тепла из воздуха при низких температурах ничтожен, особенно в сентябре, что и доказывается приведенным соотношением B_k/rW.

Ценная информация содержится в статье О.А. Дроздова и Г.И. Мосоловой (1970). Главная задача этой работы заключалась в выяснении роли температуры воздуха и поглощенной солнечной радиации в таянии поверхностного слоя ледников. Для этого был использован обширный материал наблюдений на горных ледниках в большом диапазоне широт — от Полярного Урала и Новой Земли до Тянь-Шаня и Памира. Данные измерений осреднялись за периоды 5 – 10 дней, и на их основе были построены изоплеты равных значений таяния в "функции температуры воздуха и поглощенной радиации" (по терминологии авторов). Этот рисунок мы сочли необходимым привести в нашей работе, поскольку он уникален и позволяет сделать ряд выводов о соотношении основных компонентов теплового баланса при разных температурах воздуха. Мы использовали также другой графический материал из этой работы, где таяние показано в зависимости от поглощенной радиации при постоянном значении температуры.

Рис. 30 демонстрирует не только (или не столько) опосредованную роль температуры воздуха, но и увеличение доли турбулентного тепла, а также, возможно, сокращение потерь тепла длинноволновым излучением при повышении температуры воздуха, которое можно оценить количественно. Используя оба рисунка, приведенных в указанной выше работе, мы рассчитали отношение величин таяния за счет баланса коротковолновой радиации $W(B_k)$ к общему таянию W для разных значений температуры и получили следующие результаты (табл. 2.5). В этой таблице в скобках указаны дневные величины B_k в кал/см^2, соответствующие указанному таянию.

Приведенные выше данные позволяют сделать некоторые общие заключения о структуре теплового баланса в отдельных горно-ледниковых районах, поскольку в их основу положено значительное количество натурных наблюдений, охватывающих большую территорию.

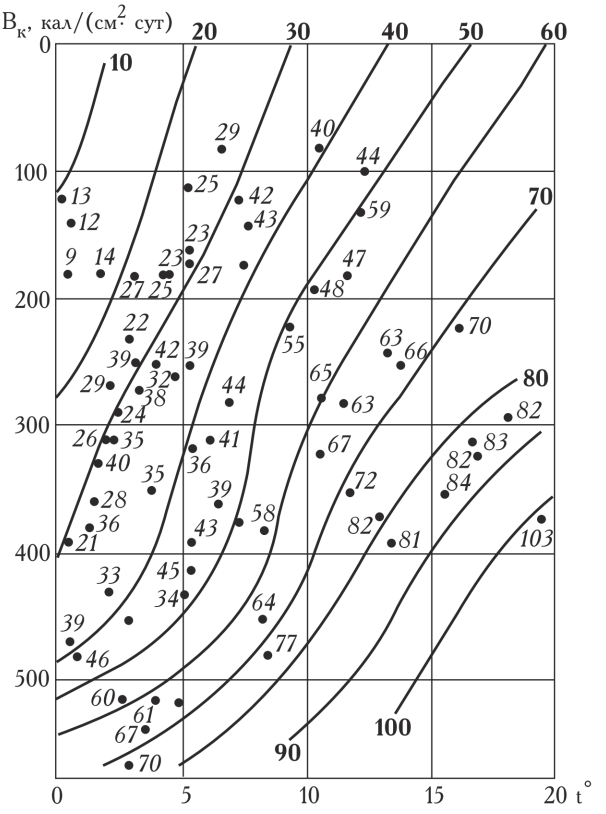


Рис. 30. Изменение слоя стаявшего снега и льда (мм/сут) при разных значениях температуры воздуха (°С) и баланса коротковолновой радиации B_k (Дроздов, Мосолова, 1970)

Fig. 30. Changes of melting snow and ice layer (mm/day) according to different values of air temperature (°C) and short-ware radiation balance B_k

1. Если температура воздуха близка к нулю, при всех рассматриваемых значениях B_k (100 – 500 кал/см^2) от 25 до 80% радиационного тепла идет на прогревание верхнего слоя ледника и (или) на эффективное излучение.

2. При температуре 5 °С и величинах B_k 100 – 200 кал/см^2 часть тепла, расходуемого на таяние, возможно, восполняется теплом конденсации. Можно предположить, что эти данные заимствованы из работ, проведенных на ледниках Полярного Урала, где конденсация служит типичной чертой турбулентного влагообмена. Когда дневные значения B_k составляют 300 – 500 кал/см^2, часть тепла расходуется на испарение и длинноволновое излучение.

3. Очень показательны данные об отношении $W(B_k)/W$ при температурах воздуха 10 – 15 °С. Они демонстрируют возрастающую роль P (или $P+LE$) в общем балансе тепла, расходуемого на таяние или абляцию. Это особенно заметно при малых величинах B_k, характерных для полярных районов, где лето в основном пасмурное, а температура воздуха нередко при благоприятных условиях циркуляции составляет 10 – 15 °С и выше благодаря низкому положению ледников. Как будет показано далее, соотношение $W(B_k)$ и W, приведенное в табл. 2.4, весьма сходно с результатами исследований теплового баланса ледников Полярного Урала.

Оценка вклада ($P \pm LE$) в тепловые ресурсы абляции опосредованным способом была сделана и в работе (Волошина, 1983) по результатам натурных исследований на языке ледника Медвежий летом 1978 г. В основу расчетов были положены материалы измерений абляции льда и альбедо по восьми поперечным профилям (55 реек) с 2 июля по 29 августа, а также метеорологические и актинометрические наблюдения на боковой морене в нижней части ледника. Расположение профилей на языке ледника показано на рис. 8. Наблюдениями была охвачена часть языка длиной около 3 км, в интервале высот от 3080 до 3420 м. Пункт стационарных метеорологических измерений располагался на боковой морене левого борта ледника, круто поднимающейся над его поверхностью примерно на 40 м.

Температура воздуха на леднике (в районе II профиля) была рассчитана по данным ежечасных синхронных наблюдений на леднике и морене в течение трех дней, с 9 до 18 час., и эпизодических (по 30 отсчетов в течение часа) — за 14 часовых интервалов, в разное время дня. Средняя разность температур за день оказалась равной 3,5 °С, отклонения в отдельные часы — от 1 до 7 °С. В ряде случаев температура воздуха в нижней части ледника поднималась до 18 – 20 °С (экстремальные величины для ледников). Характерные черты ветрового режима: в течение большей части дня дул долинный ветер (по мере подъема вверх его длительность убывала) со скоростью около 2 – 3 м/с, но порывы часто достигали 5 – 7 м/с, что фиксировалось в отдельные часы наблюдений ветромером Третьякова. Альбедо поверхности льда у реек измерялось трижды, в течение исследуемого периода оно практически не изменилось. Надо отметить, что лето 1978 г. на Памире было аномально сухим, жарким и малооблачным (табл. 2.6).

Лето 1972 г., когда в нижней части области абляции ледника Медвежий проводились градиентные и актинометрические наблюдения, было, наоборот, аномально холодным и дождливым, а в нижней части языка (3250 м над ур. моря) температура воздуха лишь временами поднималась до 10 – 11 °С (Волошина, 1975). Некоторые результаты этих наблюдений (баланс длинноволновой радиации и параметры турбулентного обмена) будут использованы ниже.

Весьма показательны значения общей и нижней облачности, приведенные в табл. 2.6, — в основном преобладала ясная или малооблачная погода, благодаря чему суммарная радиация даже в условиях значительной закрытости горизонта на этом леднике до-

Таблица 2.6

Метеорологические условия в нижней части области абляции ледника Медвежий, июль — август 1978 г.
Meteorological conditions in the lower part of Medvezhiy Glacier ablation area, July — August of 1978

Номер периода	Период	Температура воздуха, °С	Облачность, баллы	Суммарная радиация, кал/см^2	Длительность осадков, час.
1	2–6 VII	15,3	3,3/3,3	630	4,5
2	7–11 VII	10,1	4,8/4,8	550	16,2
3	12–16 VII	16,5	0,2/0,2	745	
4	17–20 VII	16,5	4,1/4,0	665	
5	21–25 VII	15,3	2,8/2,8	675	
6	26–30 VII	14,8	4,2/4,1	700	2,5
7	31 VII–4 VIII	14,5	2,6/2,6	665	
8	5–9 VIII	15,0	0/0	640	
9	10–14 VIII	15,2	4,1/4,1	590	
10	15–19 VIII	17,5	3,5/3,2	570	3,1
11	20–24 VIII	9,9	5,6/5,6	420	6,0
12	25–29 VIII	10,4	1,6/1,5	550	

стигала больших величин (600 – 700 кал/см^2, или 25,1 – 31,4 МДж/м^2 за день).

В табл. 2.7 помещены сведения, дающие представление о потере массы ледником в результате поверхностной абляции как в пространстве (по 8 профилям), так и во времени (за 12 пентад). Отсчеты по рейкам проводились один раз в 5 дней, поэтому данные о понижении поверхности Δh были получены с наименьшей ошибкой, по сравнению с результатами ежедневных наблюдений. Пятидневный интервал между отсчетами Δh позволил не учитывать изменение плотности льда при образовании радиационной коры таяния, и она (плотность) была принята равной 0,9 г/см^3, в соответствии с измерениями, проведенными Е.Н. Вилесовым на этом леднике летом 1972 г.

Баланс коротковолновой радиации B_k был рассчитан по результатам актинометрических наблюдений на морене (суммарная солнечная радиация) и альбедосъемки на реечных профилях для каждой из 12 пентад и 8 профилей. По измерениям летом 1972 г. было установлено, что баланс длинноволновой радиации в дневные часы был близок к нулю или характеризовался небольшими положительными значениями. На этот факт указывает и В.Г. Коновалов (1972*а*), участвовавший в работах на леднике Медвежий в 1961 – 1962 гг.

Средние величины в табл. 2.7 демонстрируют общее изменение абляции W по профилям и периодам, а также вклад радиационной составляющей в затраты тепла на нее. Поскольку лето 1978 г. было сухим и аномально теплым, приведенные в этой табли-

Таблица 2.7

Абляция на языке ледника Медвежий W и доля баланса коротковолновой радиации B_k в общих затратах тепла rW, июль — август 1978 г.
The ablation on Medvezhiy Glacier tongue W and the part of short-wave radiation balance B_k in the total losses of heat rW, July — August of 1978

Показатели	Номер профиля								Среднее
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	
Абс. высота, м	3080	3110	3140	3180	3220	3290	3370	3420	3250
Альбедо	0,13	0,12	0,16	0,19	0,18	0,15	0,11	0,16	0,15
				Абляция льда W, г/(см^2·сут)					
Номер периода									
1	9,8	9,7	9,5	9,4	9,4	9,2	9,5	9,2	9,5
2	6,8	6,8	6,5	6,4	6,2	6,3	6,5	6,3	6,5
3	10,2	10,2	9,4	9,2	9,0	9,9	9,8	9,1	9,6
4	10,1	9,6	9,2	9,0	9,0	8,8	8,7	8,2	9,1
5	10,5	10,6	9,8	9,9	9,4	9,7	10,0	9,5	9,9
6	9,8	9,5	9,2	9,2	9,0	8,6	9,0	8,6	9,1
7	9,6	9,0	8,7	8,2	8,4	8,6	8,8	8,2	8,7
8	9,0	9,0	8,8	8,2	8,3	8,2	8,5	7,8	8,5
9	9,1	9,0	9,0	8,8	8,6	8,3	8,6	8,2	8,7
10	9,5	9,4	9,1	8,8	8,6	8,6	8,8	8,3	8,9
11	5,7	5,8	5,4	5,3	5,4	5,5	5,6	5,0	5,5
12	6,2	6,3	6,0	5,4	5,2	5,4	5,6	5,2	5,7
Среднее	**8,9**	**8,8**	**8,4**	**8,2**	**8,1**	**8,1**	**8,3**	**7,8**	**8,3**
				Отношение B_k/rW					
1	0,70	0,71	0,70	0,68	0,68	0,73	0,74	0,72	0,71
2	0,88	0,89	0,89	0,87	0,91	0,92	0,94	0,92	0,90
3	0,80	0,80	0,83	0,82	0,85	0,84	0,84	0,86	0,83
4	0,72	0,76	0,76	0,75	0,76	0,81	0,85	0,85	0,78
5	0,70	0,70	0,72	0,69	0,73	0,74	0,75	0,75	0,72
6	0,78	0,81	0,80	0,77	0,79	0,86	0,86	0,85	0,82
7	0,76	0,81	0,81	0,82	0,81	0,83	0,85	0,86	0,82
8	0,77	0,78	0,76	0,79	0,79	0,82	0,83	0,86	0,80
9	0,71	0,72	0,69	0,68	0,70	0,76	0,76	0,76	0,72
10	0,65	0,67	0,66	0,65	0,68	0,70	0,72	0,72	0,68
11	0,80	0,79	0,81	0,80	0,79	0,80	0,83	0,88	0,81
12	0,97	0,96	0,96	1,03	1,08	1,08	1,09	1,11	1,04
Среднее	**0,78**	**0,78**	**0,78**	**0,78**	**0,79**	**0,82**	**0,84**	**0,84**	**0,80**

це значения суточной абляции следует считать близкими к максимальным для данного региона. Уменьшение W во 2, 11 и 12-м периодах с 9,5 до 5,5 – 6,5 г/(см^2·сут) показывает порядок его величин, соответствующих пониженным значениям основных компонентов теплового баланса.

При анализе табл. 2.7 наибольшее внимание следует уделить отношению B_k/rW, полученному достаточно надежным способом, путем измерения альбедо и суммарной солнечной радиации, без применения расчетных схем оценки ($P \pm LE$), при глубоких инверсиях, дающих неопределенные результаты. В разные периоды величина показателя B_k/rW менялась в среднем от 0,68 до 1,04, а на отдельных профилях — от 0,65 до 1,11. Это означает, что вклад ($P \pm LE$) достигал 30 – 35 % общих затрат тепла на абляцию. С ростом высоты (от I к VIII профилю) значение B_k/rW в целом возрастало, что указывает на уменьшение абсолютных и относительных величин ($P \pm LE$) в том же направлении.

В области абляции ледника Медвежий летом существенно преобладает испарение; это обусловлено сухостью воздуха, поступающего на ледник с долинным ветром. Приведем результаты наших измерений и расчетов P и LE (по Лайхтману), полученные летом 1972 г. (табл. 2.8).

Как свидетельствуют эти данные, затраты тепла на испарение превалируют и по величине, и по количеству случаев. Можно предположить, что в аномально теплое лето 1978 г. отмеченная тенденция сохранилась, а величины испарения были еще большими, чем в 1972 г.

Обратим внимание читателя на 12-й период (см. табл. 2.7), когда отношение B_k/rW на преобладающем большинстве профилей стало больше единицы. Это означает, что радиационное тепло затрачивалось не только на абляцию, но и, в определенной степени, на прогревание ледника (его поверхность в этот период ночью регулярно замерзала) и на эффективное излучение. К тому же приток турбулентного тепла P и противоизлучение атмосферы также уменьшались вследствие значительного понижения температуры воздуха.

В абсолютных единицах, как нетрудно подсчитать по данным табл. 2.7, величина ($P \pm LE$) менялась от 50 (2-й период) до 220 кал/см^2 (1, 5, 10-й периоды) (или 2,1 – 9,2 МДж/м^2) за день. Поскольку можно уверенно сказать, что испарение преобладает над конденсацией, реальные величины P должны быть гораздо выше. Значения P, рассчитанные нами в 1972 г. с использованием метода Лайхтмана, как показано в табл. 2.8, составили в среднем лишь 22 кал/см^2 (при температуре воздуха около 10 °С), а максимум — 55 кал/см^2 за день. Сравнение данных показывает, что применение этого метода в условиях глубоких инверсий и значительной устойчивости атмосферы не вполне оправданно.

Заметим, что значительная часть расчетных схем, применявшихся на ледниках отечественными и иностранными исследователями (Зилитинкевича-Чаликова, Леттау и др.) давало результаты, сходные с теми, которые были получены методом Лайхтмана. Поэтому можно полагать, что и упомянутые методы оценки P и LE непригодны в условиях сверхустойчивой стратификации воздуха. Но это стало очевидным лишь в результате ряда исследований на тех ледниках, где турбулентная составляющая теплового баланса имеет тот же порядок, что и радиационный баланс (Полярный Урал, область абляции ледника Медвежий и др.).

На основании приведенных выше оценок становится ясно, что даже при очень большой устойчивости воздуха над ледником (изменение температуры в двухметровом слое от 0° до 15 – 20 °С) турбулентность не затухает, как это предполагает ряд исследователей, и существует еще не изученный механизм передачи тепла из воздуха при большом перепаде температур.

Многие исследователи отмечали, что в условиях неоднородной подстилающей поверхности, наличия горного обрамления и боковых морен и сложности поля ветра на ледниках неизбежна большая пространственная изменчивость всех составляющих теплового баланса и особенно — параметров турбулентного обмена P и LE.

Наиболее детальные и успешные работы по этому вопросу были проведены В.Н. Адаменко (1968) на леднике ИГАН (Полярный Урал) летом 1959 г. Он рассчитал поля радиационного баланса по результатам стационарных актинометрических наблюдений в двух пунктах (на фирне и в средней части области абляции) и альбедосъемок. Прямая солнечная радиация определялась по формулам А.Р. Гордова (см. главу 1) с учетом крутизны и ориентации склонов и данных о продолжительности солнечного сияния по гелиографу. Рассеянная радиация и эффективное излучение были получены по данным измерений в двух стационарных точках.

Таблица 2.8

Дневные значения P и LE в нижней части языка ледника Медвежий за июль-август 1972 г., кал/см^2
The day-time values P and LE in the lower part of Medvezhiy Glacier for July-August of 1972, cal/cm^2

Показатели	Среднее	Максимум	Минимум	Число случаев
P	22	55	1	62
-LE	20	88	2	44
+LE	6	24	1	18

На рис. 31 мы воспроизводим все карты из этой работы (Адаменко, 1968, с. 77 – 78, рис. 2 – 4). На ледниках Полярного Урала в летний период преобладает конденсация, благодаря чему (а также высоким значениям температуры и влажности воздуха) ($P+LE$) имеет тот же порядок, что и радиационный баланс. К сожалению, В.Н. Адаменко не приводит иллюстрацию распределения радиационного баланса, но он отмечает, что даже при существенно различном характере поверхности (фирн — лед) и неодинаковой длительности солнечного сияния в разных частях ледника радиационный баланс отличается значительно меньшей изменчивостью в пространстве (менее чем вдвое), чем различия ($P+LE$) в области абляции ледника — более чем втрое на расстоянии 200 – 300 м. Сопоставление затрат тепла на таяние rW и поля ($P+LE$) позволяет сделать вывод о том, что при прочих равных условиях колебания rW зависят от изменчивости турбулентной составляющей (см. рис. 31*а* и 31*б*). Очень показателен рис. 31*в*: относительная величина ($P+LE$) существенно меняется в пределах ледника (от 0,20 до 0,80), и она в значительной степени определяет общие затраты тепла на таяние снега и льда. В абсолютном выражении вклад ($P+LE$) за сутки составлял 70 – 233 кал/см^2.

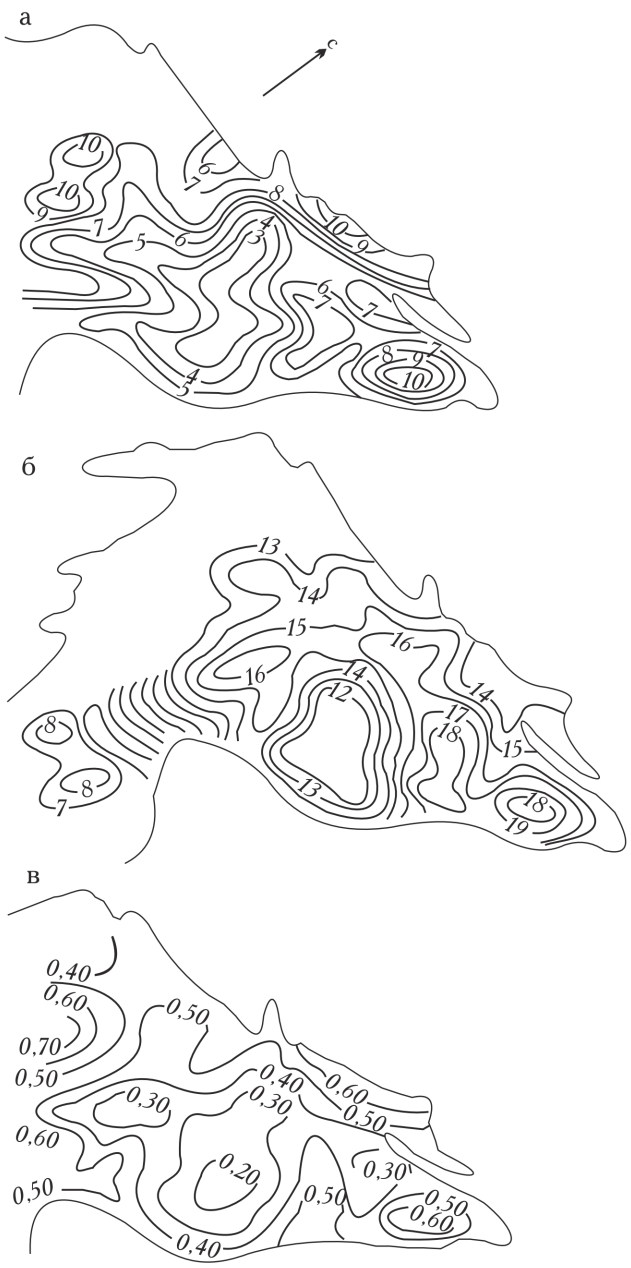


Рис. 31. Приток тепла вследствие турбулентного тепло- и влагообмена ($P+LE$) (а), затраты тепла на таяние rW (б) и отношение $(P+LE)/rW$ (в) на леднике ИГАН за период с 23 июля по 3 сентября 1959 г., ккал/см^2 (Адаменко, 1968)

Fig. 31. Income of heat owing to turbulent head and water vapour exchange ($P+LE$) (a), head expences on melting rW (б) and ratio $(P+LE)/rW$ (в) on IGAN Glacier throughout the period from 23 July to 3 September, 1959, kcal/cm^2

Три наиболее важных вывода, сформулированные автором рассматриваемой работы, состоят в следующем.

1. "...При прочих равных условиях изменчивость затрат тепла на абляцию определяется изменчивостью потоков тепла и влаги, что позволяет поновому подойти к вопросу о характерных величинах компонентов теплового баланса, полученных в одном пункте наблюдений".

2. "...Пространственная изменчивость составляющих теплового баланса в пределах одного ледника имеет ранг географической изменчивости. Это означает, что изменение структуры теплового баланса даже в пределах одного ледника сравнимо с изменением структуры теплового баланса в различных физико-географических районах современного горного оледенения".

3. "...Методически важный вывод ... состоит в необходимости проверки репрезентативности составляющих теплового баланса, полученных на ледниках по данным наблюдений в отдельных точках, которые могут быть выбраны в известной мере случайно" (Адаменко, 1968, с. 78 – 79).

Вопрос о репрезентативности стационарных пунктов метеорологических наблюдений на ледниках не решен до сих пор (практически таких исследований почти не было), несмотря на его очевидную актуальность и значимость.

В рассматриваемой работе В.Н. Адаменко исследовал также многолетний режим компонентов теплового баланса, применив расчетный метод, суть которого заключается в выделении нескольких типов синоптических процессов и нахождении характерных значений радиационного баланса для каждого из этих типов. Величины rW рассчитаны на основе разработок В.Г. Ходакова (1965), ($P+LE$) — как остаточный член уравнения теплового баланса. В результате этих расчетов были получены скользящие пятилетние суммы всех указанных параметров за июль — август 1938 – 1959 гг. Установлено, что большой вклад турбулентной составляющей типичен для оледенения Полярного Урала. Однако соотношение компонентов теплового баланса не остается постоянным во време-

ни, а зависит в основном от величины ($P+LE$). По данным за отдельные годы изменение ($P+LE$) весьма значительно — в пределах от 1 до 23 ккал/см^2 (42 – 964 МДж/м^2). При этом затраты тепла на таяние колебались от 11 до 33 ккал/см^2 (461 – 1383 МДж/м^2), а радиационный баланс — от 8,5 до 13 ккал/см^2 (356 – 545 МДж/м^2). Можно утверждать, что в условиях Полярного Урала аномалии турбулентной составляющей определяют аномалии затрат тепла на таяние, которые усиливаются или ослабляются межсуточной и межгодовой изменчивостью радиационного баланса. Этот вывод может быть распространен на те ледниковые районы, где условия турбулентного тепло- и влагообмена близки к рассмотренным выше.

Косвенный метод оценки турбулентной составляющей теплового баланса для значительной части поверхности ледника как разности затрат тепла на таяние и радиационного баланса был позднее использован нами (Волошина, 1981*а*, 1981*б*). Экспериментальные исследования проводились на леднике Обручева, расположенном в этом же районе, но на более низких уровнях (650 – 390 м). Детальные наблюдения за понижением поверхности сезонного снега, покрывавшего большую часть ледника, выполнялись ежедневно в период с 16 июля по 3 августа 1977 г. Для этого было установлено 128 тонких реек, находившихся в углах ортогональной сетки, через 40 – 50 м. Плотность снега определялась один раз в 3 – 4 дня, в поздние вечерние часы, когда снег становился сухим.

Прямая солнечная радиация была рассчитана с учетом крутизны и ориентации отдельных участков ледника и закрытости горизонта по компьютерной программе, разработанной П.А. Черкасовым для условий полярных широт. Альбедо измерялось неоднократно в большинстве точек, закрепленных рейками. Следует отметить значительные вариации этого показателя в пределах заснеженной части ледника.

Баланс длинноволновой радиации был принят равным нулю, в соответствии с данными наших измерений в пологой части фирновой зоны. В подавляющем большинстве случаев за 4 летних сезона (1974 – 1977 гг.) величина B_∂ колебалась в пределах ±0,03 кал/(см^2·мин) (0,02 кВт/м^2). Поэтому в окончательных расчетах радиационный баланс был принят равным поглощенной солнечной радиации. Эпизодические измерения турбулентного влагообмена весовым способом на этом леднике показали, что конденсация является превалирующим (а, возможно, и единственным) процессом в летний сезон.

На рис. 32 показаны суточные значения абляции, радиационного баланса и турбулентной составляющей (два последних показателя для сравнимости даны в г/см^2) и отношение $(P+LE)/rW$ за 5-дневный период теплой и безоблачной погоды, когда радиационный баланс мог быть рассчитан с максимальной точностью. Как свидетельствует сравнение рис. 32 *а*,*б* и *в*, характер изменения по поверхности ледника величин W в значительной мере соответствует таким же изменениям ($P+LE$). Особенно ярко это выражено у бортов ледника, прорезанных боковыми ложбинами, через которые происходит приток теплого воздуха.

Несмотря на значительное (в два раза) уменьшение величины радиационного баланса от левого борта ледника к правому (в результате большой степени затененности этой части ледниковой поверхности) максимальное таяние, 7 – 8 г/(см^2·сут), зафиксировано как раз у ложбины правого борта. Надо заметить, что и в другие периоды — сухой, прохладной и пасмурной, дождливой погоды — рисунок изолиний W в пределах заснеженной части ледника сохранялся одним и тем же: пониженные значения в центральной части и увеличение W на конусах выноса логов у обоих бортов ледника.

Здесь уместно отметить, что расчеты турбулентных потоков P и LE, сделанные нами в этот же период (21 – 25 июля 1977 г.) по результатам градиентных наблюдений на стандартной площадке в центре фирновой зоны ледника Обручева с помощью метода Лайхтмана, показали (как и на леднике Медвежий) его непригодность в условиях сверхглубоких инверсий. Определенные этим методом величины P и LE составляли лишь 20 – 40 кал/см^2 за день, т.е. в 6 – 8 раз меньше тех, что были получены косвенным способом. Напомним одну особенность метода Лайхтма-

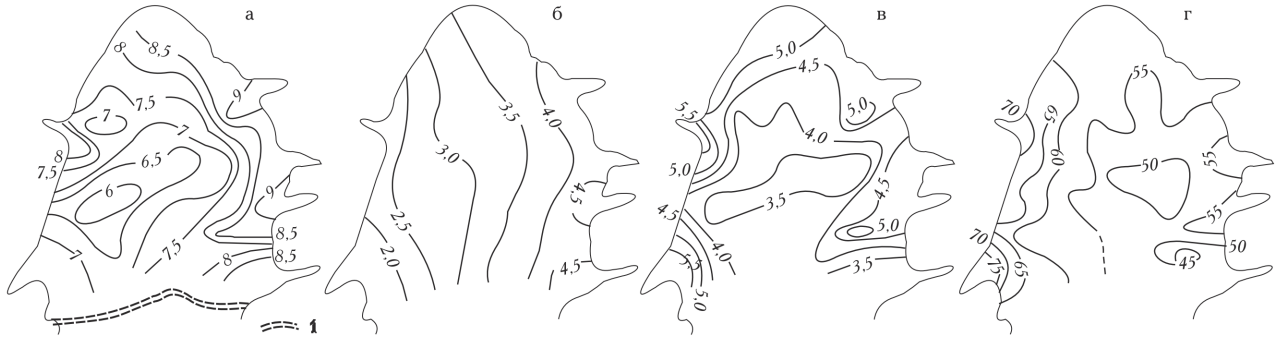


Рис. 32. Распределение слоя стаявшего снега W (а), радиационного баланса (б), турбулентной составляющей ($P+LE$) (в) и отношения $(P+LE)/rW$ (г) на леднике Обручева, 21–25 июля 1977 г. Параметры а, б, в приведены в г/см^2·сут. 1 — граница сезонного снега

Fig. 32. Distribution of melted snow layer W (a), net radiation (б), turbulent component ($P+LE$) (в) and ratio $(P+LE)/rW$ (г) on Obruchev Glacier, 21–25 July 1977. Parameters a, б, в are given in g/(cm^2·day). 1 — seasonal snow line

на: при скорости ветра менее 3,5 м/с турбулентный поток тепла в определенном интервале Δt с ее увеличением сначала растет, а потом уменьшается (Волошина, 1966*а*, с. 97, рис. 27). По-видимому, этот метод дает удовлетворительные результаты лишь при малых значениях Δt и сильных ветрах (например, на фирновом поле южного склона Эльбруса), соответствующих небольшой степени устойчивости нижнего 2-метрового слоя воздуха ($\Delta t_{2,0\text{-}0,5} u_1^2 < 0{,}20$).

Общий вывод из анализа данных экспериментальных работ на ледниках ИГАН и Обручева заключается в следующем: благодаря низкому положению ледников Полярного Урала (менее 1000 м над ур. моря), высоким значениям температуры и абсолютного влагосодержания воздуха вклад турбулентной составляющей теплового баланса достигает в среднем 40 – 60% и выражается значительными абсолютными величинами — до 300 – 400 кал/(см^2·день), что позволяет оценить его косвенным способом, по результатам измерений радиационного баланса и таяния. Турбулентный компонент (P+LE) играет определяющую роль в пространственной и временно́й изменчивости летней абляции снега и льда.

РЕЗЮМЕ

1. В 50 – 80-е годы XX столетия в отечественной и мировой практике теплобалансовых исследований были приняты расчетные схемы определения турбулентных потоков тепла и влаги, основанные либо на градиентных наблюдениях и использовании понятия турбулентной диффузии, либо на вычислении этих параметров из уравнения теплового баланса. Без каких-нибудь корректировок эти методы использовались для сложных условий микрометеорологического режима ледников. Чаще других в нашей стране применялись рабочие формулы (или номограммы) Лайхтмана, Монина, Килера.

2. Сопоставление рассчитанных и измеренных величин стаивания (или абляции) снега и льда на горных ледниках отдельными авторами позволяло им в ряде случаев делать выводы в пользу применения той или иной методики. В ряде случаев результаты такого сравнения выявили существенные различия в определении турбулентных потоков тепла из воздуха и в результате влагообмена (P и LE) разными способами. При этом часто не учитывался тот немаловажный факт, что на горных ледниках умеренных широт параметры турбулентного обмена обычно на порядок меньше, чем основные члены уравнения теплового баланса — затрата тепла на таяние и радиационный баланс. Поэтому расчетные величины P и LE включают в себя ошибки измерений других компонентов теплового баланса.

Нам удалось показать наглядно (в графическом виде), что различия в значениях P и LE, рассчитанных разными методами, зависят не только от применения той или иной формулы, но главным образом — от сочетания основных исходных показателей, входящих в них, а именно — скорости ветра, разности температур в нижнем слое воздуха и параметра шероховатости. При этом различия P или LE могут достигать 100 – 800% (рис. 17).

3. Анализ вертикальных профилей температуры воздуха и скорости ветра в двухметровом слое на ряде горных ледников (Гергети и Адиши на Центральном Кавказе, Марух на Западном Кавказе) обнаруживает сходную картину распределения по высоте указанных метеоэлементов. Адвективное происхождение инверсии температуры над горными ледниками оказывает решающее влияние на вид профилей. При стоковом ветре максимум его скорости нередко отмечается на высоте 0,5 – 1,0 м. Температурный профиль может иметь излом на тех же высотах, в других случаях он выражается прямой в полулогарифмической системе координат.

При хорошо выраженном долинном ветре на языке ледника охлаждается лишь самый нижний слой воздуха (до 25 см от поверхности), в нем перепад температур может достигать 10°, выше этого слоя температурный градиент менее 1° на метр. Это связано с мощной адвекцией теплого воздуха, характеризующейся, кроме высоких температур, и более значительными скоростями ветра (по сравнению с ледниковым).

По наблюдениям на леднике Медвежий (Памир) найдено, что параметр аэродинамической шероховатости при долинных ветрах на порядок выше, чем при стоковом, что весьма способствует более интенсивному турбулентному перемешиванию.

4. На острове Девон в Канадском Арктическом архипелаге, на шельфовом леднике в Антарктиде, а также на куполе Вавилова в архипелаге Северная Земля неоднократно фиксировались значительные вертикальные градиенты температуры в небольшом слое воздуха (при наблюдениях на 5 – 10-метровых мачтах). Этот феномен был назван Г. Лильеквистом “термоклином”. При этом термоклин мог быть обнаружен на любой высоте (в пределах слоя наблюдений) и в разное время суток. Его характерная особенность — значительные флуктуации температуры во времени. Поскольку в ряде случаев максимум скорости ветра совпадает с высотой термоклина, его образование отдельные авторы связывают с подавлением турбулентности на уровне максимума скорости, переходом в определенном слое от ламинарного режима к турбулентному (что характерно для штилей), а также с нарушением однородности и стационарности при адвекции теплого воздуха со склонов или разрушением внутренних гравитационных волн в нижнем слое над ледником. Однако природа формирования термоклина до сих пор не выяснена.

Термоклин имеет важное значение для жизнедеятельности ледников, поскольку он служит границей между теплым и холодным воздухом, охлаждающимся при контакте с поверхностью и стекающим вниз по леднику, что способствует сохранению массы ледника.

5. На леднике Обручева (Полярный Урал) в результате проведения специального эксперимента по исследованию изменчивости температуры воздуха на разных уровнях и ее вертикального градиента сделаны важные выводы, касающиеся методики получения исходных данных для расчета параметров турбулентного обмена. Выяснено, что изменения температуры на отдельных высотах носят случайный характер, они неодновременны и неоднозначны. Амплитуда колебаний разности температур в слое 1,0 – 0,25 м менялась в течение часа от 0,4 до 5,7 °С, а стандартное отклонение составило 1,30°. В таких условиях истинная температура воздуха (как и другие параметры) может быть получена на разных уровнях лишь в результате непрерывной регистрации с помощью безынерционных датчиков.

6. Установлено, что для покровных ледников Арктики и Антарктиды наиболее характерны радиационные инверсии (выхолаживание поверхности и нижнего слоя воздуха в ночные часы при ясном небе), для горных ледников — адвективные. Происхождение инверсии определяет и профиль температуры: при радиационных инверсиях усиление ветра ведет к уменьшению температурных градиентов, при адвективных — к их росту.

7. Многие исследователи критически оценивают возможность применения современных схем расчета характеристик турбулентного обмена на ледниках и считают их неприемлемыми во всех случаях отклонения профилей на отдельных высотах от логарифмически линейных. Другие авторы указывают, что при наличии излома для расчета можно использовать лишь слой ниже этой точки.

8. Обзор основных работ по этой теме позволяет сделать следующее заключение: в целом вопрос об вертикальных профилях основных метеорологиских показателей при глубоких инверсиях и стоковом ветре на ледниках изучен более полно, чем применимость методов определения турбулентных потоков тепла и влаги в данной ситуации, и есть основа для разработки новых методик, подходящих к указанным условиям.

9. Расчетные данные, характеризующие турбулентный тепло- и влагообмен и структуру теплового баланса ледниковой поверхности, были получены в большом числе горно-ледниковых районов в 50 – 80-е годы XX в. при комплексных гляциологических исследованиях, особенно в периоды МГГ и МГД. Но сопоставление и анализ приведенных в гляциологической литературе результатов весьма затруднены по нескольким причинам:

а) несовершенство методов расчета *P* и *LE*, которые были разработаны для условий равнины, где не наблюдаются такие глубокие температурные инверсии, как на горных ледниках;

б) применение отдельными авторами различных методов расчета на сравниваемых ледниках;

в) разная продолжительность периодов наблюдений, неодинаковые интервалы времени, принятые для осреднения (часы, день — ночь, сутки, месяц, по типам погоды, по градациям определяющих параметров и пр.);

г) очень велика пространственная изменчивость параметров, определяющих интенсивность турбулентного обмена. Закономерности изменения этих параметров в пространстве пока не изучены, так как градиентные измерения проводились в одной-двух точках ледника, что не позволяет получить репрезентативные величины *P* и *LE*.

10. Немногочисленные измерения испарения-конденсации на горных ледниках, выполненные весовым способом, дают возможность установить реальные величины этого показателя в отдельных районах и при некоторых типах погоды. Наиболее детальные и длительные измерения испарения были проведены И.М. Лебедевой в фирновых областях высокогорных ледников южного и восточного Памира (5000 – 5100 м над ур. моря). Наибольшие величины испарения достигали 0,8 – 1,7 мм/сут при сухой, ясной и ветреной погоде. Поскольку на таких больших высотах температура воздуха над ледником значительную часть суток отрицательная, дневной период таяния составляет лишь 3 – 6 часов, и испарение возрастает именно в эти часы (до 0,10 – 0,25 мм/час).

На основе данных по ряду ледников Памиро-Алая и Тянь-Шаня И.М. Лебедева установила некоторые закономерности изменения с высотой интенсивности влагообмена и определяющих его факторов: рост суточных величин испарения ограничивается уменьшением с высотой длительности периода положительных температур и положительных значений радиационного баланса. В целом изменение суточных величин испарения с высотой описывается экспонентой, т.е. происходит замедление роста до определенного уровня, где испарение близко к нулю. Гипотетическая кривая показывает, что в условиях Средней и Центральной Азии максимальная интенсивность испарения может наблюдаться на уровне 5500 – 6000 м; от 45 до 29° с.ш. оно возрастает вдвое (от 1 до 2 мм/сут); выше 6000 м во всем широтном диапазоне испарение значительно уменьшается. Упругость водяного пара меняется от 6 гПа на абсолютной высоте 3000 м до 2 – 2,5 гПа на уровне 6000 м.

В других горно-ледниковых районах весовым способом получены следующие величины испарения в летние месяцы. На фирновом плато южного склона Эльбруса (3750 м) при малооблачной погоде интенсивность испарения составляла чаще всего 0,02 – 0,05 мм/час, или до 0,5 мм/сут. На северном склоне Алайского хребта на абсолютной высоте 4100 м суточные величины испарения были в пределах всего 0,04 – 0,06 мм. На Алечском леднике (Швейцарские Альпы) на фирне преобладает испарение (максимум 0,25 мм/час), на льду — конденсация (максимум 0,10 мм/час).

По результатам длительных измерений в центральной Якутии и в Заилийском Алатау (северный

Тянь-Шань) выяснены некоторые закономерности испарения с поверхности снега в холодный сезон, которые в первом приближении могут быть отнесены и к ледникам. В Якутии при температурах воздуха ниже -10 °С интенсивность испарения ничтожна и выражается в водном эквиваленте сотыми долями миллиметра в сутки, или 2 – 5 мм за месяц. При подъеме температуры выше указанного предела испарение значительно возрастает, особенно при скоростях ветра более 5 м/с, и составляет 0,4 – 0,9 мм/сут. За холодный сезон испаряется всего 8 – 20 мм. На северном Тянь-Шане (2300 м) измеренное испарение составляло 0,35 мм/сут на северном склоне долины и 0,5 мм/сут на южном (в среднем 30 – 70 мм за холодный сезон при температурах воздуха от -10 °С до оттепели).

В целом весовой метод определения испарения дает возможность установить его значения, близкие к истинным, но лишь для локальных условий при устойчивой погоде без осадков. Оценка влагообмена за весь период абляции или аккумуляции остается проблематичной.

11. Автор не рассматривает в полном объеме имеющиеся в гляциологической литературе данные о структуре теплового баланса поверхности горных ледников из-за некоторой неопределенности и ограниченной возможности сравнения расчетных величин P и LE. Во всех исследованных регионах умеренных и субтропических широт радиационный баланс составляет основную долю в приходной части теплового баланса — от 70 до 98% (см. табл. 2.3 и рис. 29). Колебания абсолютных величин радиационного баланса в разных ледниковых районах очень велики, что связано в основном с ролью определяющих факторов (альбедо, облачность). Результаты сопоставления P и LE лишь по тем ледникам, где они рассчитаны с помощью одного метода (Лайхтмана), кроме Алечского ледника, показали, что почти во всех рассматриваемых районах — от Альп до Камчатки — преобладает испарение и на фирне и на льду (кроме области абляции Алечского ледника, Западного Кавказа и Алтая). В относительных единицах оно составляет не более 10% (на Камчатке оно равно 20% из-за очень сильных ветров). Турбулентный поток тепла из воздуха составляет в основном 10 – 20% общего прихода тепла, в зависимости от абсолютных величин радиационного баланса.

12. Для определения совокупной доли турбулентной составляющей теплового баланса ($P \pm LE$) косвенным путем мы использовали обобщенные результаты исследований, опубликованные в некоторых работах; в них рассматриваются связи компонентов теплового баланса с определенными параметрами. Так, на основе данных наблюдений на ледниках Средней Азии, обобщенных В.Г. Коноваловым, мы установили, что лишь на абсолютных высотах 3400 м (июль — август) и 3200 м (сентябрь) энергия баланса коротковолновой радиации B_k обеспечивает все расходы тепла на таяние. На более низких ледниках на долю B_k приходится лишь 67% расходной части теплового баланса, остальное тепло поступает при турбулентном обмене. На высотах более 3400 м соотношение баланса коротковолновой радиации и затрат тепла на таяние иное: на таяние расходуется лишь 50 – 80% радиационного тепла, остальное уходит на длинноволновое излучение и, возможно, испарение (табл. 2.4).

На основе графиков связи температуры воздуха и поглощенной солнечной радиации с таянием ледников умеренных широт (от Полярного Урала до Памира), составленных О.А. Дроздовым и Г.И. Мосоловой, мы оценили долю B_k в общих затратах тепла на таяние для разных значений температуры воздуха. Получены следующие выводы (они имеют ориентировочное значение):

А) если температура воздуха близка к 0 °С, при всех рассматриваемых значениях B_k (100 – 500 кал/см^2) от 20 до 75% радиационного тепла идет на таяние, остальное — на прогревание верхнего слоя ледника и (или) эффективное излучение (табл. 2.5);

Б) при температуре 5 °С и величинах B_k=100 – 200 кал/см^2 радиационное тепло обеспечивает 50 – 80% энергии, затрачиваемой на таяние, остальное восполняется, по-видимому, теплом конденсации. Когда дневные значения B_k составляют 300 – 500 кал/см^2, оно расходуется не только на таяние, но и на испарение и длинноволновое излучение;

В) при высоких температурах (10 – 15 °С) доля радиационного тепла в общих расходах на таяние резко уменьшается и для разных значений B_k составляет от 20 до 55%, что означает большой вклад ($P \pm LE$) в приходную часть теплового баланса.

13. Мы провели специальные исследования в области абляции ледника Медвежий (Памир) в июле — августе 1978 г., включавшие измерения понижения поверхности льда за 5-дневные периоды на 12 поперечных профилях, охватывавших часть языка длиной около 3 км в интервале высот от 3080 до 3420 м над ур. моря. Баланс коротковолновой радиации был рассчитан для каждого профиля и каждой пентады по результатам измерений суммарной радиации в одном пункте на боковой морене и альбедо по профилям. Лето 1978 г. на Памире было сухим, солнечным и теплым. Средняя дневная температура воздуха в нижней части ледника составляла 10 – 17 °С, суммарная радиация 420 – 750 кал/(см^2·сут), баланс длинноволновой радиации был близок к нулю.

Отношение баланса коротковолновой радиации к затратам тепла на таяние B_k/rW было рассчитано для каждого профиля и каждой пентады (см. таблицы 2.6, 2.7). В результате анализа этих данных выяснено, что при температурах воздуха около 15 °С радиационное тепло обеспечивает примерно 65 – 75% всех затрат на таяние, остальное восполняется турбулентным теплом, часть которого (по косвенным расчетам) расходуется также на испарение. При температурах воздуха около 10 °С имеет место лишь радиационное таяние, так как соотношение B_k/rW близко к единице.

14. В.Н. Адаменко впервые в отечественной (а, возможно, и в мировой) гляциологической практике получил картосхемы распределения ($P+LE$), где E — конденсация, как разность затрат тепла на таяние и радиационного баланса почти для всей поверхности ледника ИГАН (Полярный Урал) на основе детальных измерений слоя стаявшего снега и льда и расчетов солнечной радиации. В результате анализа полей радиационного баланса, затрат тепла на таяние и ($P+LE$) автором были сделаны несколько важных выводов:

А) изменчивость компонента ($P+LE$) по поверхности ледника очень велика и значительно превышает изменчивость радиационного баланса. Так, в пределах области абляции ($P+LE$) на расстоянии 200 – 300 м различается более чем втрое, в то время как радиационный баланс меняется по всей поверхности ледника менее чем вдвое. Поэтому пространственные колебания затрат тепла на таяние rW зависят в основном от изменчивости ($P+LE$). В пределах ледника доля ($P+LE$) менялась от 0,20 до 0,80, составляя в среднем около 0,50 от общей затраты тепла на таяние;

Б) пространственная изменчивость составляющих теплового баланса в пределах одного ледника имеет ранг географической изменчивости. Иными словами, изменение структуры теплового баланса в пределах одного ледника сравнимо с изменением его структуры в разных физико-географических районах современного горного оледенения;

В) важный методический вывод состоит в том, что необходима проверка репрезентативности компонентов теплового баланса, полученных в одном-двух пунктах ледника, которые могут быть выбраны случайно и не отражать характерные особенности и величины энергообмена на данном леднике. Отметим, что вопрос о репрезентативности стационарных пунктов метеорологических наблюдений на ледниках не решен практически до настоящего времени (работа В.Н. Адаменко была опубликована в 1968 г.) несмотря на его очевидную актуальность и значимость.

15. Опыт определения ($P+LE$) для всей (или большей части) поверхности ледника по расчетным значениям B_k и наблюдениям за таянием по рейкам мы использовали при экспериментальных исследованиях на леднике Обручева (в том же районе, что и ледник ИГАН). Изменение методики состояло лишь в том, что измерения понижения поверхности снега по рейкам велись ежедневно. Всего было использовано 120 реек, установленных по ортогональной сетке в пределах зоны ледника, покрытой снегом (примерно 2/3 его площади). Прямая солнечная радиация была рассчитана за каждый день с учетом крутизны и ориентации отдельных участков поверхности ледника. Эффективное излучение было принято равным нулю в соответствии с данными актинометрических измерений в пологой части фирновой зоны.

За период безоблачной, теплой погоды (5 дней) сделаны картосхемы B, rW и ($P+LE$) (см. рис. 32). Их анализ подтверждает выводы В.Н. Адаменко, полученные на основе наблюдений на леднике ИГАН: 1) изменчивость ($P+LE$) по поверхности ледника гораздо больше, чем радиационного баланса и она определяет пространственные колебания затрат тепла на таяние rW; 2) доля ($P+LE$) в rW меняется от 45 до 75% и в среднем составляет около 50%.

Распределение rW по леднику, характерное для ясной, теплой погоды, сохраняется и при пасмурной, прохладной погоде. Расчетный метод Лайхтмана оказался непригодным при сверхвысокой устойчивости воздуха: расчетные величины ($P+LE$) для ясной, теплой погоды были в 6 – 8 раз ниже тех, которые получены как разность rW и B.

16. Подводя общие итоги анализа результатов исследований разных авторов, изложенных в главе 2, выделим наиболее важные из этих итогов.

А. В тех ледниковых районах, которые характеризуются низким уровнем температуры и слабой степенью устойчивости воздуха, расчетные схемы определения P и LE, по-видимому, применимы, даже если относительная погрешность составляет более 100%, поскольку их абсолютные величины соизмеримы с ошибками определения B и rW.

Б. При более высоких температурах воздуха (примерно выше 10 °С) независимые расчеты P и LE, основанные на теории турбулентной диффузии, дают большие погрешности, и здесь полезно использовать методику, разработанную В.Н. Адаменко, т.е. получать ($P+LE$) как остаточный член уравнения теплового баланса, определяя B и rW с минимальной погрешностью и за большие периоды по возможности для всей поверхности ледника или его отдельных зон.

В. Самостоятельную ценность имеют измерения испарения-конденсации весовым способом, так как они позволяют получить представление о влагообмене ледника, близкое к истинному, хотя лишь для определенных условий погоды.

Г. Нерешенными задачами при изучении внешнего массоэнергообмена горных ледников остаются разработка расчетных методов определения параметров турбулентного обмена P и LE по данным градиентных измерений (либо другим способом) (а) и установление закономерностей распределения по леднику основных параметров, определяющих интенсивность и изменчивость турбулентного тепло- и влагообмена, а именно, температуры и влажности (а также их вертикальных градиентов) и скорости ветра (б).

SUMMARY

1. In the fifties-eighties of the XX century in Russian and world practice of heat-balance researches computation methods for receiving turbulent heat and water vapour fluxes were applied. They are based on gradient measurements and employment of turbulent diffusion conception or — on estimation of these parameters from heat balance equation. These methods were used for complicated conditions of micrometeorological regime on gla-

ciers without any corrections. The formulas (or nomograms) of Laykhtman, Monin, Keeler were applied more often, than the others in Russian researches.

2. Comparison of estimated and measured values of snow and ice melted layer (or ablation) on mountain glaciers by a number of scientists gave them a possibility in some cases to make positive conclusions to profit of one or another method. In some cases the results of such comparisons showed great distinctions in computation of turbulent heat (sensible) P and evaporations-condensation (latent) heat equivalent LE by different methods. Therewith one must take into consideration the not unimportant fact like this: on mountain glaciers of moderate latitudes turbulent exchange parameters are as a rule by one order of magnitude less, than the main components of heat balance equation, i.e., expense of energy on melting and radiation balance. That's why the estimated values of P and LE can include the errors of the other components of heat balance measurements.

It has been showed by the author in graphic form, that differences in values of P and LE, estimated with some methods, depend not only on employment of one or other formula, but mainly — on combining of principal starting parameters in these formulas, namely — wind speed, differences of air temperature in lower layer and roughness parameter. As this takes place, differences of P or LE may come up to 100 – 800% (see Fig. 17).

3. Analysis of air temperature and wind speed vertical profiles in 2-meters layer on some mountain glaciers (Guergueti in the Central Caucasus, Adishi on the southern slope of the Main Caucasus range and Marukh in the Western Caucasus) shows the similar picture of height distribution of named meteorological parameters. Advective origin of temperature inversion over mountain glaciers exercises decisive influence on the form of profiles. In firn zone and also in ablation area, when catabatic wind may be observed, maximum of its speed is recorded not seldom at the level of 0.5 – 1.0 m. Temperature profile may have the curve at the same height, in the other cases it takes the form of a straight line in semi-logarithmic coordinates.

When the pronounced valley wind get recorded on the glacier tongue, only the lowest air layer is cooled (to 25 cm above glacier surface), temperature difference in it may reach 10°, upper than this layer lapse rate is less than 1°/m. This fact is caused by strong warm advection, characterized, besides high temperature, greater wind speed (in comparison with glacier flow).

On the ground of observations on Medvezhiy Glacier (the Pamirs) it has been established, that the parameter of aerodynamic roughness is larger by one order of magnitude if valley wind takes place, than in catabatic one, that extremely promotes more intensive turbulent exchange.

4. On Devon island, in Canadian archipelago, on Antarctic ice shelves, as well as on Vavilov ice cap, in archipelago Severnaya Zemlya, considerable vertical temperature gradients were repeatedly fixed in small air layer (observations were realized with the help of 5 – 10-meters masts). G.H. Liljequist has called this phenomen as "thermocline". Thermocline may be found at any height (in the limits of observation layer) and in different parts of day. Its typical peculiarity consists in temperature fluctuations during the day, and sometimes — wind speed maximum is registered at the same height, as thermocline.

Some authors connect the thermocline origin with destruction of turbulence at the height of wind speed maximum, and also with transition from laminar regime to turbulent in certain layer, that is typically for still. One of reasons may be the disturbance of homogeneity and stationarity due to advection of warm air from valley slopes or destruction of internal gravitational waves in near-glacier air layer.

Thermocline has great importance for vital activity of glaciers, as it is boundary between warm and cold air, cooling in the result of contact with glacier surface and flowing down the glacier; therefore it contributes to conservation of its mass.

5. The specialized research of changeability of the air temperature at different levels and its vertical gradient was realized on Obruchev Glacier (the Polar Urals). As a result the important conclusions have been obtained, concerning of methods, which allow to get starting data for estimation of turbulent exchange parameters, It was discovered, that the temperature fluctuations are accidental at the certain levels, they are in simultaneous and unsynonimous. The amplitude of temperature difference variations in the layer of 1.0 – 0.25 m changed from 0.4 to 5,7 °C within one hour, and standard deviation equaled 1.30°. In this case the great changeability of temperature may point out thermocline existence. The other explanation is that, meteorological station was situated in zone where the valley and glacier wind contacted in the observation period. In such conditions the true air temperature (and the other parameters) can be obtained at several levels only as a result of continuous registration with noninertial sensing elements (see Fig. 28).

6. It is established, that for ice sheets of Arctic and Antarctic radiation inversions (cooling of surface and lower air layer in the night hours under clear sky) are typical, for mountain glaciers — advectional ones. The inversion origin determines the form of temperature profile: if the radiation inversion occurs, increase of wind speed leads to decrease of temperature gradient, when the advective inversion takes place — to its increase.

7. Many scientists critically appreciate the employment possibility of modern methods, applied for estimation of turbulent exchange parameters on glaciers and consider them unacceptable in all cases of sharp profiles deviations on the certain levels from logarithmic-linear ones. The other authors point out, that if the curve occurs, it is possible to make use only the layer lower this point.

8. The summary of the main studies on these theme allows us to make the following conclusion: in the whole the question concerning vertical profils of main meteorological parameters in the conditions of deep inversions and catabatic wind on glaciers is investigated more com-

plete, than applicability of methods for turbulent fluxes of heat and water vapour computation in this situation, and there is the basis for elaboration of new methods, suitable to indicated conditions of local glacier climate.

9. The estimated data, which determine turbulent heat and water vapour exchange of glacier surface, have been obtained in several mountain-glaciated regions in the fifties-eighties of the twentieth century, when the composite glaciological researches were conducted, especially within IHD projects. But comparison and analysis, given in studies, are rather difficult for some reasons:

a) imperfection of *P* and *LE* estimation methods, because of they were developed for plain conditions, where such strong temperature inversions don't occur, as on mountain glaciers;

b) the use of different computation methods by some authors;

c) different duration of observations periods and time intervals for obtaining the mean values (part of day, day and night, month, weather types, gradation of starting parameters etc.);

d) gradient measuremets were carried out in one-two points of glacier, that doesn't allow to obtain representative values of *P* and *LE*, since the variability of parameters, which determine the rate of turbulent exchange in different glacier parts, is wery great, and the objective laws of these parameters variation in space up till now have been not studied.

10. Under these circumstances the few measurements of evaporation-condensation on mountain glaciers are very valuable, when direct observations with the help of lysimeters are realized. This method gives the opportunity to put the real values of these parameters in some regions and for certain weather types. Most detail and long measurements of evaporation have been made by I.M. Lebedeva in firn areas of high-mountain glaciers in the southern and eastern Pamirs (5000 – 5100 m above s.l.). Highest evaporation values reached 0.8 – 1.7 mm/day under dry, clear and windy weather. Since at such high altitudes the air temperature near glacier surface is below zero within most part of day, melting period lasts only 3 – 6 hours, and evaporation increases just in this time (up to 0.10 – 0.25 mm/hour).

On the basis of the data for some Pamirs-Alay and Tien-Shan glaciers I.M. Lebedeva established some objective laws of change with elevation of water vapour exchange rate and starting factors, namely: the daily evaporation growth is limited by decrease with altitude of positive temperature and positive net radiation period duration. In the whole the variation of daily evaporation values with altitude is described by exponent, i.e., decrease of growth takes place up to certain level, where evaporation is near zero. Hypotetic curve shows, that in the Middle Asia evaporation maximum may be at the altitude of 5500 – 6000 m; from 45 to 29° N it increases two times (from 1 to 2 mm/day), at higher levels evaporation considerably decreases at all latitudes. The mean water vapour pressure changes from 6 hPa at the altitude of 3 km to 2.5 hPa at 6000 m.

In the other mountain-glaciated regions the following values of evaporation have been obtained in summer months, when the direct measurements by lysimeter were made. On the firn plateau of the southern slope of Elbrus (3750 m) under clear weather the evaporation rate more often made up 0.02 – 0.05 mm/hour, or to 0.5 mm/day. On the northern slope of the Alay range (Pamirs-Alay region) at the altitude of 4100 m the daily amount of evaporation was in the limits only of 0.04 – 0.06 mm. On Aletschgletscher (West Alps) after direct measurements is was established, that evaporation prevailed in firn area (maximum is 0.25 mm/hour), on ice — condensation (maximum is 0.10 mm/hour).

On the results of long-term direct measurements in the Central Yakutiya and in Zailiyskiy Alatau (the northern Tien-Shan) some objective laws of evaporation from snow surface within cold season were established, which may be used in the first approximation also for glaciers. In Yakutiya, when the air temperature is lower than -10 °C, the evaporation rate is infinitesimal and it is expressed with hundreds parts of millimeter a day, or 2 – 5 mm a month. When the air temperature raises higher than -10 °C, the evaporation considerably increases, especially, if the wind velocity is more than 5 m/s, and makes up 0.4 – 0.9 mm/day. The evaporation amount for the cold season totals 8 – 20 mm of water equivalent. In the northern Tien-Shan (2300 m above s.l.) the measured evaporation averaged 0.35 mm/day on the northern slope of valley and 0.5 mm/day — on the southern one, or 30 – 70 mm for cold season under the air temperature from -10° to thaw.

In the whole direct method of evaporation measurements gives us the possibility to determine its values, close to true, but only for local conditions under the stable weather without precipitation. Estimation of water vapour exchange for the whole ablation or accumulation period remains problematical.

11. The author of this work doesn't conside all information on the components on mountain glaciers surface heat balance and its structure, obtained in glaciological publications, due to some vagueness and limited possibility of computed values of *P* and *LE* comparison for different regions. In all investigated regions of the temperate and subtropical latitudes net radiation makes up the main quota in the input part of heat balance — from 70 to 98% (see Table 2.3 and Fig. 29). Variations of net radiation are very great in different glaciated regions, that is connected so with the role of starting factors (albedo, cloudiness), also with choice of observation period.

Parameters *P* and *LE* were compared only for those glaciers, where they have been estimated by the same method (Laykhtman), except of the Aletschgletscher. The results showed, that almost in all examined regions — from Alps to Kamchatka — evaporation prevails in firn and ice areas (except the West Caucasus, Altay and ablation area of Aletschgletscher) and in relative units it totals no more, than 10% of total heat amount (but it equals 20% in Kamchatka due to very strong winds and low values of net radiation). Turbulent flux from air makes up

mainly 10 – 20% of total heat income, depending on absolute values of radiation balance.

12. To determine the combined part of heat balance turbulent component ($P+LE$) by indirect way, we have used generalized results of investigations published in some works. For some glaciers or glaciated regions connections of heat balance components with certain parameters examine. So, on the basis of observations on the Middle Asia glaciers, generalized by V.G. Konovalov, we have established, that only at altitudes of 3.4 km (July — August) and 3.2 km (September) energy of short-wave radiation B_k ensures all losses of heat on snow and ice melting. On the lower glaciers B_k ensures only 67% of the total heat expense on melting, the other heat comes from turbulent exchange. At an altitude more that 3.4 km correlation of short-wave radiation balance and heat losses on melting is the other: only 50 – 80% radiation energy spends on melting, the rest of heat (hypothetically) goes to long-wave radiation, heating of glacier upper layer and, it is possible, on evaporation (see Table 2.4).

On the basis of relationship graphs of air temperature and absorbed solar radiation B_k with glacier ablation mainly for moderate latitudes (from the Polar Urals to the Pamirs), which were composed by O.A. Drozdov and G.I. Mosolova, we have estimated parameter B_k part in total expense of heat on melting for different air temperature. As a result the following conclusions have been obtained (evaluation is tentative).

A. If the air temperature is close to freezing point, under all considering values of B_k, 100 – 500 cal/(cm^2·day), only 20 – 75% of radiation energy spends to melting, the other — to heating of sub-surface glacier layer and (or) to long-wave radiation (see Table 2.5).

B. If the air temperature is 5 °C and values of B_k equal 100 – 200 cal/cm^2, radiation energy provides 50 – 80% of heat, spending on melting, the rest is evidently made up with condensation heat. When the daily values of B_k total 300 – 500 cal/cm^2, it spends not only on melting, also on evaporation and long-wave radiation.

C. Under air temperature of 10 – 15 °C the heat part, spending on melting at the expense of solar radiation, charply decreases and for different values of B_k makes up 20 – 55%, that means the great contribution of ($P+LE$) in the input part of heat balance, when the air temperatures are high.

13. We have fulfilled experimental surveys in ablation area of the Medvezhiy Glacier in July — August of 1978, which included ice surface lowering measurements for 5-days periods at 12 cross-profiles, situated on the glacier terminus with the length of about 3 km in the altitude interval 3080 – 3420 m above s.l. Short-wave radiation balance was estimated for every profiles and every 5-days intervals on the results of total radiation observations in one point and albedo at profiles. In the Pamirs the summer of 1978 was sunny, dry and warm. Mean day-time air temperature made up 10 – 17 °C in the lower part of glacier, global radiation equaled 420 – 750 cal/(cm^2·day), long-wave radiation balance was close to zero.

The ratio of the short-wave radiation balance to heat losses on melting B_k/rW was estimated for every profiles and every 5-days intervals (see Tables 2.6 and 2.7). As the result of these data analysis it was ascertained, that under the air temperature near 15 °C radiation heat ensures approximately 65 – 75% of all expenses on melting, the rest is made up for turbulent heat, and part of which (as show indirect estimates) spends also on evaporation, Under the air temperature about 10° only radiation melting takes place, since ratio B_k/rW is close to one.

14. For the first time in russian (may be, in the world) glaciological practice V.N. Adamenko has received the distribution scheme of ($P+LE$), where E is condensation, as the difference of the heat expenses on melting and net radiation almost for entire surface of IGAN Glacier (the Polar Urals) for the period from 23 July to 3 September, 1959 in the whole on the basis of detail snow and ice melting measurements and estimation of direct solar radiation. As a result of radiation balance, heat output on melting and ($P+LE$) distribution analysis the mentioned author has made some important conclusions.

A. Variability of the component ($P+LE$) in the limits of glacier surface is very great and it considerably exceeds of radiation balance variability. Thus, in the limits of ablation area parameter ($P+LE$) at the distance of 200 – 300 m differences more than three times, while net radiation varies on entire glacier surface less, than two times. That's why the space variations of rW mainly depend on variability of ($P+LE$). In the limits of glacier the part of ($P+LE$) varied from 0.20 to 0.80 and averaged about 0.50 of the total heat losses on melting. Daily sum ($P+LE$) equaled 70 – 233 cal/cm^2.

B. In the limits of one glacier the space variability of heat balance components has the rank of geographical variability. Other words, the variation of heat balance structure in the limits of one glacier is commensurate with its structure variation in different geographical regions of modern mountain glacierization.

C. The important methodics conclusion is that: control of heat balance components representation, which were got after measurements in one-two points of glacier, is necessary, since these points can be chooses by accident and not reflect the typical peculiarities and energy exchange values on this glacier. Note, that the problem on representation of permanent site for meteorological observations on glacier is not decided up to-date (Adamenko's work was published in 1968) in spite of its obvious urgency and significance.

15. After Adamenko's study we have used existent knowledge obtaining of ($P+LE$) for entire (or the greater part) glacier surface on the basis of estimated values of B_k and snow melting observations and carried out experiment surveys on Obruchev Glacier (in the same region, as IGAN Glacier). Change in methodic consisted only in fact, that detailed measurements of snow surface lowering with light wooden stakes were carried out every day (during 19 days in July — August, 1977).

There were 120 stakes, instailed in square net in the limits of glacier part, covered by seasonal snow (approxi-

mately 0.2 km^2, or 2/3 of glacier square). Direct solar radiation was computated for every days with consideration of slope angle and orientation of the separate parts of glacier surface. Long-wave net radiation was assumed to be equal to zero in conformity with the data of actinometric measurements in sloping part of firn area.

For period of cloudless, warm weather (5 days) schemes of *B*, *rW* and (*P*+*LE*) were made (see Fig. 32). The analysis confirms Adamenko's conclusion, received on IGAN Glacier: 1) variability of (*P*+*LE*) on glacier surface is much more, than of net radiation and it determines space fluctuations of head losses on melting (*rW*); 2) the part of (*P*+*LE*) in *rW* varies from 45 to 75% and in the average makes up about 50%. Daily sum (*P*+*LE*) equaled 280 – 400 cal/cm^2.

Distribution of *rW* in the limits of snow part of glacier, typical for clear, warm conditions, remains for overcast, cool weather. Computation method of Laykhtman turned out to be useless under ultrahigh air stability: for the warm, clear weather computated values of (*P*+*LE*) were 6 – 8 times lower than those ones, which were obtained as the difference *rW* and *B*.

16. When summing up of different scientists studies results, stated in chapter 2, it may to pick on the most important grand totals.

A. In those glaciated regions, which are characterized by low level of temperature and little rate of air stability, computation methods for determine *P* and *LE*, apparently, may be used, if even relative error is more, than 100%, since their absolute values are comparable with measurement errors of *B* and *rW*.

B. Under higher air temperature (approximately higher, than 10 °C) heat and water vapour turbulent fluxes estimation gives great errors, and it is useful to apply the method, developed by V.N. Adamenko, i.e., to put (*P*+*LE*) as the rest part in the equation of heat balance, while measuring *B* and *rW* thoroughly, for long period and as far as possible for entire glacier surface or its separate parts.

C. Direct measurements of evaporation-condensation have independent value, since they allow to receive an idea about water vapour exchange of glaciers, which is close to true, though only for some weather conditions.

D. The following meteorological problems remain to be solved when studieng of mountain glaciers external mass and energy exchange: development of methods for computation of turbulent exchange parameters *P* and *LE* on the basis of gradient measurements(or another data) under strong inversion and catabatic wind (a) and establishment of the objective laws of the main parameters distribution on entire glacier surface, which determine the rate and variability of heat and water vapour content (also their vertical gradients) and also wind speed (b).

Глава 3

МЕЗО- И МИКРОКЛИМАТ ЛЕДНИКА

Мезо- и микроклимат горных ледников — один из наиболее сложных по сравнению с климатом других типов ландшафтов. Это обусловлено как особенностями деятельной поверхности, так и, в большой степени, ролью местной циркуляции воздуха, которая, в свою очередь, зависит от рельефа, температуры поверхности окружающих склонов и свободной атмосферы, а также от характера погоды, крупномасштабных синоптических процессов и других факторов.

Как справедливо отметил в одной из своих работ А.Х. Хргиан (1938), "...микроклимат ледника представляет собой наилучший, какой только можно себе представить, пример "несамостоятельного" микроклимата". Это мнение можно отнести полностью лишь к горным ледникам, которые занимают незначительную площадь по сравнению с остальными видами поверхности, окружающими их (каменистый или травяной покров и др.).

Перечисленные выше факторы, среди которых надо особо выделить взаимодействие местной циркуляции и рельефа, существенно влияют на изменение метеорологических элементов как на самом леднике, так и в приледниковой зоне, особенно в той части долины, которая расположена ниже ледника. Над ледником, благодаря инверсионному, устойчивому распределению температуры, охлаждение атмосферы невелико и оно распространяется до небольших, порядка нескольких десятков метров, высот.

Особое место при изучении мезоклимата ледника и примыкающего к нему пространства занимают методы определения так называемого "температурного скачка", т.е. изменения температуры воздуха при переходе с неледниковой поверхности на ледник. Результаты этих исследований имеют большое практическое значение при расчетах различных гляциологических параметров.

Сложная циркуляция воздуха в пределах ледника и окружающих его гор, т.е. одновременное или последовательное проявление ледникового, склонового, горного или долинного ветров определяет столь же сложное и сильно изменяющееся во времени и в пространстве распределение отдельных метеорологических элементов — температуры и влажности воздуха, скорости ветра, и эти процессы не дают возможности оценить достоверно с помощью имеющихся методов величины турбулентных потоков тепла и влаги на горных ледниках.

Местные ветры частично определяют и мезоклимат приледниковой зоны, особенно в тех частях долин, которые расположены ниже ледников, а также в пределах десятков или первых сотен метров над ледниками.

3.1. Местная циркуляция. Фёны

В ряде фундаментальных работ, посвященных рассматриваемому вопросу (Бурман, 1969; Гельмгольц, 1963; Дроздов, глава I в монографии "Крупнейшие ледники Средней Азии — ледники Федченко и Зеравшанский", 1967), детально описываются основные процессы, формирующие горно-долинную циркуляцию и ледниковый ветер. Выделить в чистом виде влияние каждого из этих процессов в пределах ледников и прилегающей части долины не представляется возможным, особенно в ночное время суток. Можно лишь перечислить главные факторы, способствующие их развитию: а) горизонтальные различия в температуре разных видов деятельной поверхности (бризовая составляющая); б) различия температуры воздуха вблизи склона и в удалении от него; в) разный вес бризовой и склоновой составляющей; г) изменение характеристик рельефа — угла наклона, ориентации — в разных частях долины; д) различия в температуре склонов и атмосферы в течение большей части суток; е) степень заснеженности или оголенности склонов; ж) взаимодействие общей и местной циркуляции; з) различия схем дневной и ночной циркуляции, связанные с ледниковым ветром; и) различия температур воздуха над хребтами и свободной атмосферы на той же высоте; к) нарушение замкнутой циркуляции в долине благодаря развитию ледникового ветра и "вмешательству" общей циркуляции атмосферы.

Как подчеркивает О.А. Дроздов, согласно теореме о циркуляции (сформулированной В. Бьеркнесом еще в начале XX в.), направление движения должно идти от градиента давления к градиенту плотности. Пока плотность воздуха с высотой падает (при изменении температуры в интервале от 1 до 3,42 °С на 100 м высоты), над нагретым местом должен происходить подъем теплого воздуха; компенсирующее его опускание воздуха наблюдается над более холодными местами и сравнительно диффузно, т.е. над большими площадями (Крупнейшие ледники..., 1967).

Теорема о циркуляции позволила объяснить горно-долинную циркуляцию не как следствие термического возмущения поля давления, а как результат образования системы изобаро-изостерических соленоидов (трубок)*. Последние возникают в результате термического возмущения поля удельного объема. Согласно этой схеме, в дневные часы благодаря прогреву воздуха над склонами происходит опускание поверхностей равного удельного объема, что и порождает изобаро-изостерическую циркуляцию воздуха, поднимающегося по склонам и оттекающего от возвышения в обрат-

* Изостеры — линии или поверхности, соединяющие точки с одинаковыми значениями удельного объема воздуха.

ном компенсационном потоке. В ночные часы циркуляция приобретает противоположное направление.

Кроме классической циркуляции сравнительно крупного масштаба в виде замкнутых "колес", наблюдается и другой вид циркуляционных движений, чисто гравитационных, которые особенно отчетливо проявляются ночью. Это катабатический сток, сопровождающий циркуляцию обычного типа. Существует и его дневной антипод — анабатический (восходящий) ветер в виде приземных течений, ползущих вверх по склону. Таким образом, природа горно-долинной циркуляции может оказаться двойственной. Гравитационные компоненты существенно трансформируют и деформируют циркуляцию, представленную соленоидами.

Горный ветер у поверхности земли отличается хорошо выраженной ламинарностью, что связано с устойчивостью воздуха (инверсией), но выше его турбулентность должна быть велика. Структура горного ветра во многом напоминает структуру холодного фронта. Его активность сосредоточена в приземных слоях. Долинный ветер развивается главным образом в вышележащих слоях и проявляется у поверхности земли неполно и непостоянно; приземные наблюдения долинного ветра слабо отражают его режим и развитие. Это сближает его с теплым фронтом.

На границе открытого льда и морены (или почвы) днем возникают большие, порядка десятков градусов, контрасты температуры, достаточные для формирования своеобразного микрофронта, способствующего продвижению холодного воздуха вниз по склону и вытеснению теплого воздуха в более высокие слои. Ледниковый ветер должен распространяться ниже ледника и сопровождаться противотоком в вышележащих слоях атмосферы. Н.Ф. Гельмгольц относит ледниковый ветер к катабатическим движениям. О.А. Дроздов замечает, что это, вероятно, справедливо в момент его возникновения, но вряд ли соответствует определению катабатичности, когда процесс стабилизируется и сформируется противоток. Инверсия над ледником усиливает гравитационную составляющую.

Р. Барри (1984) дает более простое определение катабатического ветра — это нисходящий под влиянием силы тяжести стоковый ветер, дующий вниз вдоль любой наклонной поверхности. Здесь не учитываются различия в температуре и плотности воздуха в разных частях долины.

Причислить фёны к местной циркуляции можно лишь условно, поскольку они являются ветровыми потоками общей циркуляции атмосферы. Но их влияние на мезоклимат ледников в какой-то мере локальное, определяемое местными особенностями рельефа. Существуют два типа фёнов, различающихся по синоптическим условиям их возникновения. При перемещении циклона над горным регионом холодный воздух остается на одном склоне хребта, а теплый переваливает и адиабатически нагревается, вызывая повышение температуры. Такая погода сопровождается облачным валом и осадками. Другой тип фёнов — внутримассовый, антициклональный, когда имеет место динамическое нагревание при сжатии и оседании воздуха. Его называют "фёном из свободной атмосферы" (Алисов и др., 1952). Он сопровождается ясной теплой погодой и выражается в повышении температуры и понижении абсолютной и относительной влажности в вечерние и ночные часы суток. Э.А. Бурман (1969) подчеркивает, что морфологическим признаком фёна такого типа служит не достижение температурой и влажностью некоторых критических значений, а нарушение нормального хода этих параметров или достижение ими необычных для данного места и времени величин.

Рассмотрим особенности местной циркуляции в отдельных ледниковых районах, где проводились как приземные, так и шаропилотные наблюдения, дающие возможность изучить вертикальную структуру горно-долинных и ледниковых ветров, определить их мощность и повторяемость в разное время суток.

Исследования местной циркуляции с помощью аэрологических методов в Альпах и в СССР начались еще в 30 – 40-х годах нашего столетия. Наиболее детальные наблюдения, проводившиеся в ледниковых районах Кавказа, принадлежат А.Х. Хргиану (1938, 1947, 1948).

В июле 1938 г.,изучая ледниковый ветер на леднике Безенги, А.Х. Хргиан установил ряд закономерностей, не отмечавшихся ранее. Язык этого ледника имеет длину около 19 км, он ориентирован с юго-запада на северо-восток. Мощная Безенгийская стена (с несколькими вершинами, достигающими 4,5 – 5 км), замыкающая цирк, служит важным фактором значительного развития ледникового ветра. Приземные наблюдения за основными метеоэлементами проводились в нескольких пунктах на поперечном профиле в 3,6 км выше конца ледника. При благоприятных условиях (высокой влажности) отмечалась зона микрофронта в том месте, где струя долинного ветра вытеснялась ледниковым. В этих случаях наблюдатели фиксировали полосу густого тумана, перемещавшегося вверх по леднику, причем наклон фронта по отношению к поверхности ледника составлял 1/4 или меньше, что связано с большим влиянием трения.

Отмечается, что ночью "река" ледникового ветра имеет бесчисленное количество притоков, несущих теплый воздух, который поступает со скалистых склонов, сильно нагретых днем. Один из важных выводов автора заключается в том, что как бы ни был велик ледник, и температура, и влажность воздуха над ним зависят от характера окружающих горных склонов (заснеженные или скалистые, нагретые). Этот факт во многом определяет местную циркуляцию, поле метеоэлементов и, в конечном счете, интенсивность таяния льда.

В июле — августе 1946 г. А.Х. Хргианом были проведены работы на Цейском леднике (район Мамисонского перевала) и в верхней части его долины в трех пунктах. Язык ледника ориентирован с юго-запада на северо-восток, его длина составляет

около 3 км. В результате наблюдений было установлено, что мощность слоя долинного ветра достигала 1 км и мало менялась в течение дня, возрастая с увеличением неустойчивости стратификации атмосферы. Над ним располагался хорошо выраженный обратный поток. Автор высказывает предположение о том, что долинный ветер складывается из "ветра склонов" и "горного бриза", обусловленного различиями в тепловом балансе верхней и нижней частей долины. Максимальная скорость долинного ветра фиксировалась на 1/4 высоты всего слоя. Горный ветер, усиливавшийся во вторую половину ночи и продолжавшийся после восхода Солнца, слабее и менее устойчив, чем долинный, его вертикальная мощность меньше. В отличие от долинного, горный ветер не является ветром хорошей погоды и наблюдается также при облачности и осадках (по нашему мнению, это может быть связано с ориентацией языка, совпадающей с наиболее частым направлением общих потоков атмосферной циркуляции).

Мощность ледникового ветра колебалась от 110 м утром до 45 м днем. Внутри потока наблюдались общее нисходящее движение воздуха и дивергенция, обусловленная выпуклой формой ледникового языка. Несмотря на незначительную толщину слоя ледникового ветра и его небольшую скорость (порядка 3 м/с), в дневные часы он оттеснял потоки долинного ветра в более высокие слои. По-видимому, именно с этим связана порывистость ледникового ветра днем. Максимум скорости отмечен на высоте нескольких метров над уровнем ледника.

В горно-ледниковом бассейне Актру (Алтай, Северо-Чуйский хребет) базисные шаропилотные измерения выполнялись в летние сезоны 1963 и 1965 гг. у ледника Малый Актру (Слуцкий, Коновалова, 1972; Слуцкий, 1973; Ледники Актру, 1987). Площадь его 2,5 км^2, длина около 4 км, язык ледника ориентирован на север. Пункты наблюдений размещались на морене вблизи конца ледника. Кроме шаров-пилотов, в нескольких точках ледника использовались также дымовые шашки.

В результате всех проведенных экспериментов были выделены три основных типа вертикального профиля ветра:

1) до высоты 50 – 100 м дует ледниковый ветер, над ним — долинный (противоток) до уровня 600 – 700 м, а выше — градиентный ветер одного направления с ледниковым или с западной составляющей; эта схема развития местной циркуляции наблюдается чаще других;

2) при слабом развитии долинной циркуляции днем ледниковый ветер прослеживается вдоль всего ледника, на определенной высоте он сливается с потоком общей циркуляции атмосферы;

3) при интенсивном развитии долинного ветра, особенно во второй половине дня, ледниковый ветер наблюдается лишь в фирновой зоне, ниже он оттесняется, и на языке преобладает долинная циркуляция.

В ряде случаев была отмечена более сложная слоистость, обусловленная проникновением ветров с других ледников. В отдельные дни долинный ветер на леднике прослеживался от поверхности до высоты 300 – 500 м около полудня и до 900 м в вечернее время (18 – 20 час.).

Для всех описанных выше типов вертикальных профилей ветра характерна одна закономерность — уменьшение скорости ветра с высотой в нижнем 500-метровом слое. Так, на леднике Малый Актру средняя скорость ледникового ветра на высоте 2 м составляла 2,6 м/с, на уровне 100 м — 1,8 м/с, а на высоте 200 м — 1,1 м/с. При этом скорость долинного ветра достигала 2,4 м/с в приледниковом слое воздуха, 2,1 м/с на уровне 200 м и 1,6 м/с на высоте 500 м, затем на высоте 1 км она повышалась до 1,9 м/с.

Отмечается крайняя изменчивость вертикальной мощности разных слоев воздуха вблизи ледников и над ними, особенно в периоды смены направления ветра, а также при неблагоприятных для развития местных ветров процессах общей циркуляции атмосферы. Так, в течение одного часа вертикальная мощность ледникового и долинного ветров может изменяться на 100 – 130 м.

Детальный анализ ледниковых ветров в исследуемом районе позволил установить, что в 65% случаев (всего 150 наблюдений) толщина слоя ледникового ветра не превышала 50 м, средняя его величина составляла 60 – 70 м, а максимум в дневное время достигал 200 м. Оценка повторяемости скорости ледникового ветра на уровнях 2 и 100 м показала, что в приледниковом слое скорость 1 – 2 и 3 – 4 м/с равновероятна (около 50% случаев), а на верхнем уровне 75% случаев приходится на скорость 1 – 2 м/с. Изменчивость скорости на высоте 2 м больше, чем на высоте 100 м. Для слоя ледникового ветра характерны сильные нисходящие движения — дым от специальных дымовых шашек, как правило, "прижимался" к ледниковой поверхности. Вертикальная скорость нисходящих потоков менялась в широких пределах (от 6 до 100 см/с), увеличиваясь с ростом горизонтальной составляющей скорости ветра.

В горно-ледниковом бассейне Актру большую повторяемость имеют фёны, и они составляют важную черту его климата. Летом фёны чаще всего связаны с прохождением фронтов, весной и осенью возрастает роль антициклональных фенов. В этих случаях наблюдается устойчивый южный или юго-западный поток. Часто при фёнах второго типа наблюдаются большие скорости ветра в ночное время суток, при этом относительная влажность может падать до 12 – 15%.

В.В. Севастьянов (1978) замечает, что благодаря слоистости воздушных потоков над ледником Малый Актру зафиксировано сложное распределение температуры воздуха, которое может быть выражено изменением вертикального градиента температуры:

Высота над поверхностью ледника, км	Характеристика потока	Температурный градиент, °С/100 м
0,002—0,05	ледниковый ветер	-1,10
0,05—0,15	зона смены потока	0,74
0,15—0,5	долинный ветер	0,87
0,5—0,7	верхняя граница долинного ветра	0,56
0,7—1,0	противотечение	0,92

Шаропилотные наблюдения за ветровым режимом над ледником Голубина (Тянь-Шань, северный склон Киргизского хребта) были проведены в июле — августе 1982 г. (Курочкин, 1986). Ледник Голубина имеет северную ориентацию, длина его около 3 км, долина ледника круто обрывается в основную долину р. Ала-Арча, что имеет существенное значение для развития местных ветров в дневное время суток.

Как и в бассейне Актру, на леднике Голубина была выявлена многослойность воздушных потоков в нижнем километровом участке атмосферы. Вертикальная толщина разных слоев над ледником и вблизи него крайне изменчива во времени. В ранние утренние часы стоковый ветер, являющийся суммарным проявлением ледникового, горного потоков и склоновой ветви местной циркуляции, наблюдался с 95%-ной вероятностью. Его максимальная средняя скорость (4 – 5 м/с) отмечалась на высоте 10 м, затем она уменьшалась со значительным градиентом в 50-метровом слое и более медленно к высоте 200 м, где она составляла 1,2 м/с. В отдельные дни толщина этого потока менялась от 20 до 250 м.

В утренние и дополуденные часы толщина слоя стокового ветра может возрастать до 400 – 500 м при небольшом уменьшении средней скорости. Слой долинного ветра составляет при этом лишь 10 – 30 м при средней высоте 250 – 275 м, изредка опускаясь до 30 м или поднимаясь до 600 – 700 м. Вероятность долинного ветра составляла в среднем 27%, средняя скорость 2 м/с, максимальная до 8 м/с. Переход к господствующему западному переносу происходит на высоте 600 – 700 м, соответствующей уровню окружающих хребтов.

В послеполуденное время наблюдается уменьшение толщины слоя ледникового ветра до 20 – 25 м, его средняя скорость уменьшается до 1 м/с и отличается большой неустойчивостью. Слой долинного ветра располагается между 30 – 35 м и 175 – 200 м и характеризуется низкой скоростью (порядка 1 – 2 м/с) и повторяемостью около 50%. В штилевой зоне, имеющей среднюю толщину около 50 м, происходит переход к новому слою, в котором направление ветра идентично ледниковому, а скорость составляет 1 – 2 м/с при устойчивости около 40%. Этот слой наблюдается в основном при ненастной погоде с осадками. При средней толщине 250 м на высоте 500 – 600 м этот ветер постепенно приобретает направление потока общей циркуляции атмосферы.

В ранние вечерние часы ледниковый ветер почти не прослеживается. Преобладает долинный ветер на высотах от 20 – 30 до 400 – 450 м над поверхностью ледника. Но и он отличается небольшими скоростями и неустойчив по направлению. По-видимому, это связано с рельефом долины ледника Голубина, обрывающейся, как уже указывалось ранее, уступом в основную долину р. Ала-Арча. Поздно вечером и ночью над ледником снова усиливается стоковый ветер, его толщина и скорость возрастают. На высоте примерно 500 м от поверхности происходит переход к господствующему переносу.

Запуски уравновешенных шаров-пилотов, проводившиеся при устойчивой внутримассовой погоде, показали, что долинный ветер проникает лишь в нижнюю часть фирновой зоны, а ледниковый (при отсутствии горной ветви) — до границы долины бассейна.

Специально организованные наблюдения за шарами-пилотами с одинаковой подъемной силой, проводившиеся одновременно на языке ледника и боковой морене, показали, что режим ветра в приземном слое над разными типами поверхности различается — над мореной влияние ледникового ветра несколько ослаблялось конвективными потоками со значительной вертикальной составляющей. Но после обильного снегопада при одинаковой подстилающей поверхности эти различия исчезали.

При построении кривых распределения скалярной скорости ветра над ледником до высоты 100 м использовались данные градиентных наблюдений на трех уровнях (0,5; 2,0 и 4,0 м) и шаропилотных запусков. Профили скорости ветра, построенные в полулогарифмической системе координат (рис. 33) по осредненным за весь период данным, позволили сделать вывод о наличии зоны резкого увеличения скорости, носящей характер струи. Она изменяется в течение суток как по высоте, так и по интенсивности, и, вероятно, связана с верхней границей приледниковой инверсии. Ю.Н. Курочкин (1986, с. 174) делает предположение о том, что по ней “...можно качественно оценить масштабы и степень распространения выхолаживающего влияния ледника на приледниковый слой воздуха”.

Как видно на рисунке, рано утром ось струи находится на высоте 10 м, в это время наблюдаются максимальные скорости ветра, около 8 м/с. Ближе к полудню скорость ветра в струе падает, а ось поднимается до 20 м. В конце дня скорость ветра минимальна и не меняется с высотой. В это время, как показало экспериментальное радиозондирование, проведенное около 17 час. 17 и 18 августа 1982 г. до уровня 70 м, распределение температуры в этом слое близко к изотермическому.

Более сложный характер местной циркуляции воздуха отмечается на наиболее крупных долинных ледниках Средней Азии — Федченко и Зеравшанском (Дроздов, 1965; Крупнейшие ледники..., 1967). Это вызвано как строением рельефа вмещающих до-

лин, так и наличием большого числа притоков, соединенных с основными ледниками или отделившихся от них.

Ледник Федченко, длиной около 77 км и площадью 992 км^2, имеет сложное строение — к его бассейну принадлежат 42 ледника, из которых 30 служат притоками, а 12 не контактируют с ним. Ледник имеет общую северную ориентацию. Наземные метеорологические наблюдения проводились в 1957 – 1959 гг., шаропилотные — в 1959 г.

Основные результаты исследований местной циркуляции в названных районах сводятся к следующему. Как и в бассейне Актру и на леднике Голубина, отмечается многослойность потоков, связанная не только со сменой горной и долинной ветвей циркуляции, но и с наличием боковых притоков, а на Зеравшанском леднике — также с западными ветрами общей циркуляции атмосферы, затушевывающими долинные ветры.

В нижней части языка ледника Федченко, на расстоянии нескольких километров покрытого моренным чехлом, при ясной погоде в ночные и утренние часы господствует южный стоковый ветер до высоты 100 – 300 м. Его скорость в 5 – 7 час. утра составляет 3 – 4 м/с, позднее всего 1 – 2 м/с. На высотах 300 – 600 м часто наблюдаются ветры северных румбов, выше опять преобладают южные ветры, достигающие утром высоты 2000 м. Последние, очевидно, представляют собой горный ветер всего ледника Федченко, а северная составляющая — компенсационный поток в верхнем горизонте долины.

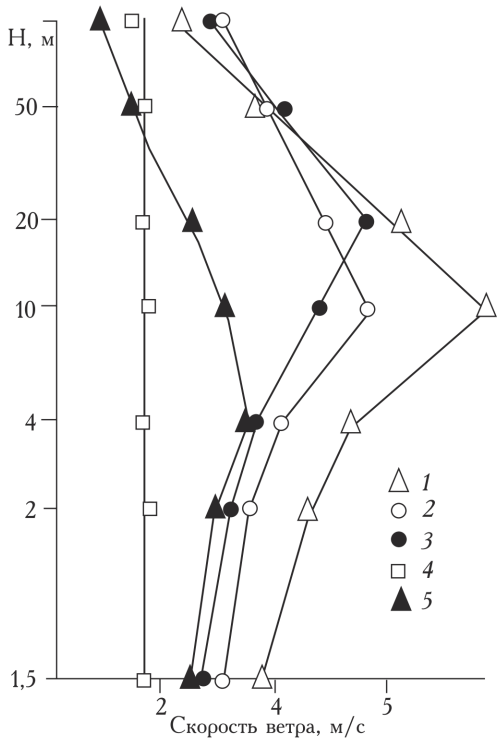


Рис. 33. Пример распределения скорости ветра над ледником Голубина в разное время суток: 1 — 6 час., 2 — 9 час., 3 — 12 час., 4 — 18 час., 5 — 21 час местного среднего солнечного времени. Шкала высот логарифмическая (Курочкин, 1986)

Fig. 33. An example of wind speed distribution above Golubin Glacier in different parts of day: 1 — at 6 o'clock, 2 — at 9, 3 — at 12, 4 — at 18, 5 — at 21 of the mean local solar time

Около полудня как в ясную, так и в пасмурную погоду начиная с определенной высоты наблюдается долинный ветер с внутридолинной компенсацией: в слое толщиной 200 – 600 м дует северный и северо-западный ветер, к высоте 2000 м имеет место компенсационный поворот через запад на юг. Выше 3000 м, как правило, направление потока меняется на западное. Во второй половине дня при любом характере погоды восходящий долинный ветер занимает всю долину и имеет толщину примерно 3 км, выше обычно наблюдается переход к западным румбам. Такое же направление ветра сохраняется и в вечерние часы, скорость ветра, как и днем, составляет 5 – 7 м/с. Ночью и утром, с 23 до 9 час., по наземным наблюдениям, повторяемость южных стоковых ветров достигает 70 – 90% случаев.

В средней части ледника, в районе метеостанции Ледник Федченко, на абсолютной высоте около 4000 м стоковые ветры преобладают уже в течение всех суток. Но возможно, что здесь велика роль ветров с перевала Кашал-Аяк, о чем свидетельствует 10 – 15%-ная повторяемость юго-западных ветров.

Приземные наблюдения в фирновой зоне ледника Федченко (4900 м) в августе-сентябре 1957 г. позволили установить, что здесь, как и в средней части ледника, ветер отличается устойчивостью — в течение всего времени суток дуют лишь стоковые (южные и юго-западные) ветры. Иногда в дневные часы отмечался ветер с западной составляющей, что свидетельствует о влиянии режима общей циркуляции атмосферы.

Бассейн Зеравшанского ледника ограничен с севера Туркестанским хребтом, с юго-востока — Зеравшанским. Площадь ледника 134 км^2, длина около 25 км. К его бассейну относится 21 ледник, из них 8 — притоки. Ориентация ледника в верхней части северо-западная, в нижней — западная.

На Зеравшанском леднике приземные и шаропилотные наблюдения проводились в летние периоды 1961 и 1962 гг., в зоне открытого льда, на абсолютной высоте 3600 м. На уровне 2 м над поверхностью в течение дня (10 – 19 час.) вероятность восточного, ледникового ветра составляла 60 – 70%, ночью и в ранние утренние часы — до 90%. Западный, долинный ветер наиболее часто отмечался с 12 до 15 час. (до 30% случаев). Шаропилотные наблюдения позволили определить максимальную верхнюю границу стокового ветра — около 300 м (в утренние часы). Днем слой ледникового ветра составлял около 100 м. На этих высотах скорость ветра достигала всего 2 – 3 м/с, а на уровне 900 – 1000 м она возрастала до 3 – 4 м/с. Направление ветра выше уровня окружающих хребтов быстро менялось на западное. Отличить компенсационный поток от проникновения

западных ветров общей циркуляции атмосферы не представлялось возможным.

У конца Зеравшанского ледника смена стокового и долинного ветров в суточном ходе выражена более отчетливо: с 23 до 9 час. с вероятностью 95 – 100% преобладает стоковый ветер, в остальное время суток повторяемость долинного ветра составляет 40 – 70 %. Днем отмечались также случаи поперечной циркуляции между Туркестанским и Зеравшанским хребтами — ветры с южной и северной составляющей.

Местная циркуляция развивается не только на крупных ледниках и в мощных узлах оледенения, где создаются особенно благоприятные условия для катабатических и восходящих потоков. Ледниковый ветер с противотоком был зафиксирован на небольших ледниках Полярного Урала — Обручева и ИГАН. В.Г. Ходаков (1965*а*) отмечает, что днем над поверхностью ледника формировался устойчивый стоковый ветер со скоростью 2 – 4 м/с на высоте 2 м. Изучение структуры ветрового поля при помощи дымовых следов от сигнальных ракет показало, что вертикальная мощность нижнего потока воздуха не превышала 15 – 30 м, а его направление везде соответствовало наклону ледника. Выше 30 – 50 м наблюдался устойчивый воздушный поток противоположного направления (долинный ветер). По визуальным наблюдениям, его скорость составляла 0,5 – 1,0 м/с. У освещенного склона кара были отмечены интенсивные восходящие потоки, а у южного, затемненного, — слабые восходящие или неупорядоченные движения воздуха.

В период наших исследований на леднике Обручева в 1974 – 1977 гг. в его центральной части, где находилась стационарная метеорологическая площадка, стоковый ветер днем отмечался почти постоянно, за исключением случаев смены характера атмосферной циркуляции, при ненастной погоде. Большая повторяемость ледникового ветра, усиливавшегося при устойчивой теплой погоде, была зафиксирована Н.В. Давидович (1974) и на леднике ИГАН.

Основные итоги анализа местной циркуляции воздуха в отдельных горно-ледниковых районах состоят в следующем.

1. На всех исследованных ледниках наблюдалась сложная слоистость и разная мощность воздушных потоков. Долинный ветер, как правило, проникает лишь в область абляции, и его наибольшая толщина отмечается во второй половине дня. Выше этого слоя наблюдается противотечение, а над хребтами — геострофический ветер (потоки свободной атмосферы выше слоя трения). Ночью и утром над ледниками господствует катабатический ветер (горный и ледниковый), также имеющий противоток в более высоких слоях атмосферы.

2. Интенсивность и особенности проявления местной циркуляции в разных районах неодинаковы, в значительной степени они определяются характером рельефа (наличием боковых долин, перевалов, высотой окружающих хребтов, а также степенью тепловой трансформации воздуха ниже ледника). Наиболее ярко, по сравнению с другими исследованными районами, влияние этих факторов проявляется на Западном Памире, где местная циркуляция охватывает слой воздуха до 2 км над поверхностью ледника.

3. Вероятность и мощность ледникового ветра в большой степени зависят от размеров ледника, а также от интенсивности развития горной и долинной ветвей циркуляции. Максимальная толщина собственно ледникового ветра может достигать 50 – 100 м, а наибольшая скорость отмечается в самом нижнем слое воздуха (2 – 10 м) над поверхностью ледников.

А.Н. Кренке (1982) отмечает, что на горных ледниках ограниченный бортами долины ледниковый ветер устойчивее, чем на открытых атмосферным потокам покровных ледниках или ледниках вулканических конусов.

В заключительной части этого раздела отметим установленные на отдельных ледниках особенности метеорологического режима, которые могут быть следствием влияния местной циркуляции и фёна из свободной атмосферы. Так, в результате наблюдений на леднике Медвежий в августе 1972 г., проводившихся в течение пяти суток одновременно в двух пунктах — в верхней части области абляции, под ледопадом (3500 м) и в нижней части языка (3050 м над ур. моря), в частности, было установлено, что долинный (юго-западный) ветер значительно беднее влагой, чем ледниковый (северо-восточный). Это можно подтвердить данными табл. 3.1, полученными в верхнем пункте на уровне 2 м (Волошина, 1983).

Этот факт можно объяснить следующим образом. Воздух, спускающийся по ледопаду в область абляции ледника Медвежий, сначала проходит над фирновыми полями, при этом нижние слои увлажняются и охлаждаются, приобретая устойчивость к перемешиванию. Кроме того, мы установили, что аэродинамическая шероховатость поверхности при ледниковом ветре на порядок меньше, чем при долинном (0,001 и 0,015 м, соответственно), что позволяет воздуху “скользить” по леднику вниз, сохраняя влагу в самом нижнем слое (Волошина, 1975).

Долинный ветер, наиболее нагретый у поверхности земли, характеризуется большой термической неустойчивостью. При движении вверх по долине он преодолевает значительное сопротивление лба ледника, при этом происходит перемешивание и дивергенция потока, и отсюда можно предположить, что на ледник попадают более высокие слои воздуха, содержащие очень мало водяных паров. Но такая особенность влагосодержания ледникового и долинного ветров по-видимому характерна лишь для районов с сухим жарким летом.

При метеорологических исследованиях на ледниках Сванетии Н.В. Давидович (1981) отмечала частые и неравномерные колебания температуры воздуха, достигающие 1 – 2°, а иногда и 4 – 6° в течение 15 мин. Эти пульсации на ленте термографа присутствуют в любую часть суток и исчезают лишь в период

Таблица 3.1

Основные метеорологические показатели при долинном (ЮЗ) и ледниковом (СВ) ветрах, область абляции ледника Медвежий, август 1972 г.
Main meteorological parameters under valley (ЮЗ) and glacier (СВ) winds, ablation area of Medvezhiy Glacier, August 1972

Дата	Время	Направление ветра	Температура воздуха, °С	Упругость водяного пара, гПа
10 августа	12.30	СВ	5,6	4,5
	13.30	СВ	6,2	4,9
	14.30	ЮЗ	10,7	3,4
	15.30	ЮЗ	10,2	2,4
12 августа	12.30	СВ	5,7	4,5
	13.30	СВ	6,0	4,4
	14.30	ЮЗ	11,5	2,6
	15.30	ЮЗ	10,2	2,8

прохождения фронта. Подобные пульсации температуры воздуха отмечались и в области питания ледника Федченко. Они были зафиксированы при горном ветре на ленте суточного термографа (Джорджио и др., 1963). Такие колебания — характерная черта стокового ветра. Они объясняются тем, что в процесс стока постоянно вовлекаются массы воздуха из приповерхностных слоев выше пункта наблюдений (а потому более холодные) или из более высоких слоев атмосферы, находящихся выше приземной инверсии и потому разрушающих ее. Благодаря этому температура временно повышается, пока воздух снова не охладится и температурная инверсия не восстановится.

Типичное проявление фёна из свободной атмосферы, т.е. динамического опускания и нагревания воздушных масс при антициклональной погоде, мы неоднократно наблюдали на фирновом поле южного склона Эльбруса (3750 м), где полностью отсутствует местная циркуляция, поскольку верхняя часть массива Эльбруса, возвышающаяся над остальным хребтом, постоянно находится под воздействием западного переноса воздушных масс. О проявлении фёна в изменении метеорологических элементов можно судить на основе рис. 34, где показан суточный ход температуры воздуха на уровнях 0,25 и 4,0 м, скорости ветра на высоте 4 м и упругости водяного пара на уровне 0,25 м над поверхностью ледника за сутки 13 – 14 июля 1959 г. Начиная с 21 ч. 30 м. отмечено резкое повышение температуры воздуха на высоте 4 м, а также падение влажности, сопровождавшееся усилением ветра, сохранявшего в течение всех суток западное направление. При этом упругость водяного пара понизилась на 3 гПа, а относительная влажность — на 40 – 50%. Описанная картина изменения метеоэлементов весьма характерна для этого района в ясные ветреные ночи.

Сходную картину изменения температуры и влажности воздуха при фёнах из свободной атмосферы мы отмечали и на леднике Марух: температура воздуха в вечерние часы повышалась или переставала понижаться, ветер усиливался, абсолютная и относительная влажность резко уменьшалась, что нашло свое отражение даже в средних величинах при малооблачной погоде (Ледник Марух, 1988, с. 82, рис. 22).

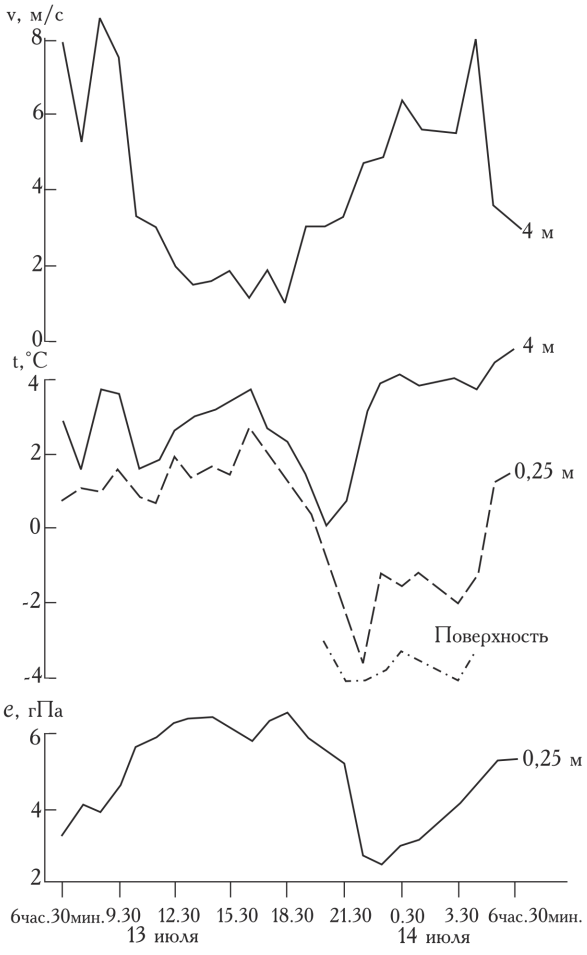


Рис 34. Пример изменения скорости ветра, температуры воздуха и поверхности, упругости водяного пара при фёне из свободной атмосферы. Фирновое плато на южном склоне Эльбруса, 3750 м над ур. моря

Fig. 34. An examble of wind speed, air and surface temperature, water vapour pressure changes under the influence of foehn from free atmosphere. The firn plateau on southern slope of Elbrus, 3750 m above s.l.

3.2. Изменение метеорологических элементов в пределах ледника и приледниковой зоны

Основные факторы, определяющие значительную изменчивость метеорологических параметров в нижнем слое воздуха над ледником в разных его точках, а также в различные временные интервалы, — это местная циркуляция воздуха и особенности мезорельефа: относительная высота окружающих хребтов, наличие боковых долин и перевалов, строение долины ниже ледника, а также ориентация ледника по отношению к преобладающей макроциркуляции. Большое влияние оказывает и рельеф самого ледника: наличие ледопада, пологих и крутых участков, микропонижений и холмов.

Результаты микроклиматических наблюдений, проводившихся одновременно в нескольких пунктах ледника и вблизи него, из-за их технической трудоемкости немногочисленны, и поэтому все они представляют самостоятельный интерес для познания закономерностей распределения основных метеоэлементов (температуры воздуха и характеристик ветрового режима) на леднике и в приледниковой зоне.

Такие исследования были, в частности, проведены в июле-августе 1972 г. в фирновой зоне ледника Марух на абсолютной высоте около 2900 м (Давидович, 1975). На пяти площадках по поперечному профилю (из них три на леднике, а две на боковой морене у правого борта) синхронно наблюдались температура и влажность воздуха, скорость и направление ветра, температура и состояние поверхности ледника, а также облачность и атмосферные явления. Наблюдения велись учащенными сериями каждые 20 мин. с 9 – 10 до 13 – 14 часов и с 15 – 16 до 18 – 19 часов ежедневно. Всего было выполнено 460 сроков синхронных измерений.

Для анализа полученные данные были разбиты на пять групп в зависимости от условий погоды: 1) ясная погода, облачность до 3 – 4 баллов, открытый диск солнца; 2) облачная погода, 4 – 8 баллов, но солнечный диск просвечивает сквозь облака; 3) пасмурно, облачность 8 – 10 баллов; 4) туман; 5) дождь, морось или снегопад.

При рассмотрении поля ветра принимались во внимание лишь случаи устойчивой внутримассовой погоды (всего 105 серий). Во всех пунктах наблюдений на леднике преобладал ледниковый ветер, от восточного до южного направления (70 – 90% случаев). Поскольку ледник ориентирован на северо-запад, восточная составляющая ветра, очевидно, обусловлена наличием перевала в юго-восточной части замыкающей стенки цирка. Северо-западный, долинный ветер отмечался лишь в 1 – 2% случаев. При всех перечисленных выше типах погоды средняя скорость ветра была незначительной: 1 – 1,2 м/с в первом пункте, расположенном ближе к левой, наиболее высокой стенке хребта, 2,1 – 2,3 м/с в центральной части фирновой зоны (II пункт) и 1,6 – 1,8 м/с вблизи правого борта ледника (III пункт). Таким образом, несмотря на перевал, способствующий усилению ветра в III пункте, максимальные скорости наблюдались в осевой части ледника, что типично для стокового ветра. Но в верхней части фирновой зоны ледниковый ветер только зарождается и еще не обладает всеми своими признаками: четко выраженным направлением, суточным ходом скорости с максимумом в ночные часы, характерным вертикальным профилем, усилением в теплые и солнечные дни.

Эпизодические ночные наблюдения показали те же различия в ветровом режиме, что и в дневное время: наиболее сильный ветер был в центре, у правого борта дул более слабый ветер переменных направлений, от южного до восточного (влияние перевала). Изменчивость поля скорости ветра меньше всего в осевой части фирновой зоны и в ясную солнечную погоду.

Температура воздуха в центральной части поперечного профиля оказалась самой высокой по сравнению с ее величиной в пунктах, находившихся ближе к бортам ледника. Особенно заметны эти различия при теплой малооблачной погоде, что, очевидно, связано с особенностями мезорельефа (ветры с перевала у правого борта, ветровая и общая затененность у левого). Такое же соотношение температур сохранялось и в ночные часы. Средние значения из 150 серий синхронных наблюдений температуры воздуха (°С) на высоте 2 м приводятся ниже:

	У левого борта	В центре	У правого борта
Ясно	6,9	8,1	7,0
Пасмурно	5,2	5,9	6,7
Осадки	4,9	6,0	6,2

Выявленное в результате микроклиматических исследований сочетание метеорологических условий у левого борта, в юго-западной части фирновой зоны (максимальная затененность, низкая температура воздуха и слабые ветры) наиболее благоприятно для сохранения массы снега и льда.

Рассмотренные выше данные, полученные на леднике Марух Н.В. Давидович, были затем использованы А.Н. Кренке (1982) в более наглядной форме — для построения вертикальных разрезов температуры воздуха в слое 0,25 – 2,0 м над ледником в виде изоплет. Всего было построено 126 разрезов, наиболее типичные из них мы воспроизводим на рис. 35. Как видно из рис. 35*а*, холодное ядро располагалось не на оси ледника, а ближе к левому краю (левому борту соответствует правая часть рисунка), где высота хребта наибольшая, скорости ветра наименьшие, и воздух успевает охладиться. В ряде случаев (рис. 35*б*) отмечалось два минимума — с более низкими температурами — у левого края и вторичный у правого. Такое распределение температур наблюдалось, как правило, в ясную теплую погоду и было вызвано, по-видимому, скатыванием холодной пленки воздуха в ложбину между ледником и мореной. Минимум температуры в осевой части ледника (рис. 35*в*) отмечался лишь в 17% случаев.

Таким образом, было установлено, что распределение температуры в нижнем, приледниковом слое воздуха даже на небольшом расстоянии меняется как по горизонтали, так и в вертикальном разрезе и сильно зависит от условий погоды и мезорельефа. Следует обратить внимание на резкое изменение температуры воздуха на морене у правого борта, вне зоны влияния ледникового ветра.

Иные результаты были получены В.Г. Ходаковым (1965*а*) на леднике Обручева. Данные измерений температуры воздуха и скорости ветра при ясной и теплой погоде в околополуденное время по поперечному профилю через всю центральную части фирновой зоны ледника приводятся в табл. 3.2.

Из табл. 3.2 нетрудно увидеть, что имеется одна струя холодного воздуха, смещенная к левому (северному) борту ледника. Это может быть обусловлено рельефом поверхности — ее наклоном к левому борту и общим поворотом продольной оси к востоку. Максимальная скорость ледникового ветра наблюдалась в центре, к бортам она резко уменьшалась. Понижение температуры воздуха от периферии к центру составило 4 – 4,5 °С на уровне 2 м и более 7 °С на уровне 0,25 м, что может свидетельствовать как о значительном охлаждающем влиянии ледниковой поверхности на самый нижний слой воздуха, так и об адвекции теплого воздуха у его бортов.

Следует отметить также зарегистрированное нами наличие “озера холода” в нижней части фирновой зоны ледника Обручева. Здесь в летние периоды 1974 – 1977 гг. располагалась площадка стационарных метеорологических наблюдений. Она находилась в выположенной части ледника, и сюда стекался холодный воздух как с задней замыкающей стенки кара, так и с боковых склонов. При эпизодических маршрутных съемках по продольному и поперечному профилям было отмечено, что на склоне, в 50 – 100 м выше основного пункта наблюдений, температура воздуха на уровне 1 м оказывалась на 1 – 2° выше. Особенно отчетливо эта тенденция проявлялась в теплые солнечные дни.

Образование “озер холода” было отмечено и на леднике ИГАН во время микроклиматических исследований в июле — августе 1971 г. (Давидович, 1974). Ледник занимает глубокий кар, переходящий в долину, ориентированную на восток-северо-восток. Длина его около 1,8 км, перепад высот 825 – 1200 м. С севера и запада его обрамляют почти отвесные

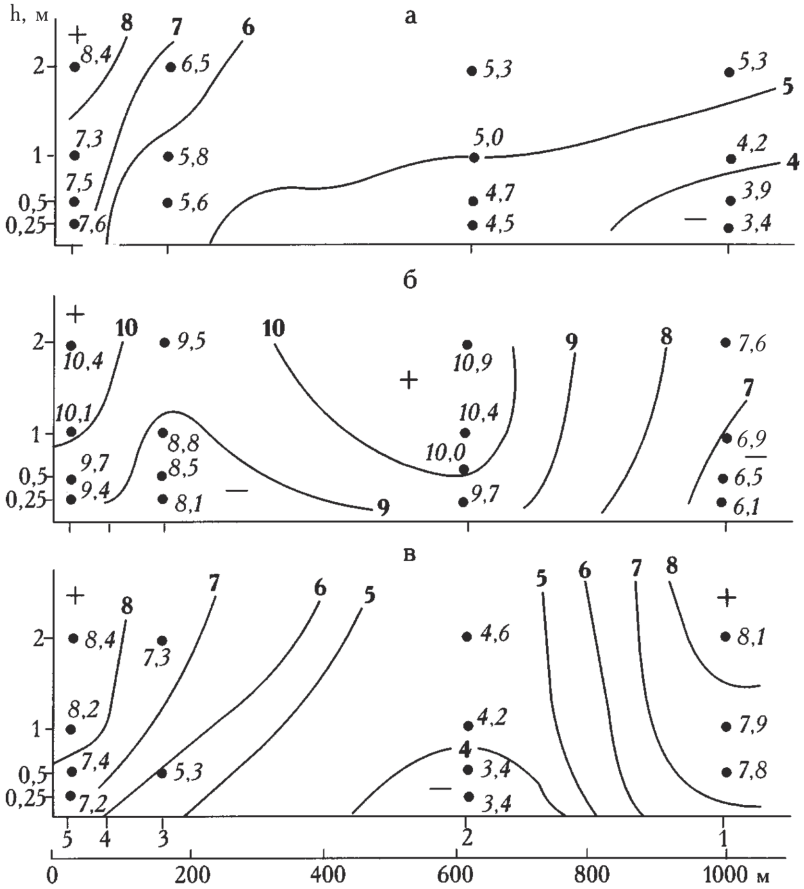


Рис. 35. Вертикальные разрезы температуры воздуха (°С) в приледниковом слое по поперечному профилю в фирновой зоне ледника Марух. а — холодное “ядро” у левого борта, б — два холодных “ядра” по краям ледника, в — холодное “ядро” на продольной оси ледника. 1–5 — пункты наблюдений (Ледник Марух, 1988)

Fig. 35. Vertical section of temperature (°C) in the surface air layer at transverse line in firn area of Marukh Glacier: a — the cold “core” near the left margin, б — two cold “cores” close to margins, в — the cold “core” at the longitudinal axis of glacier. 1–5 — the points of observations

Таблица 3.2

Температура воздуха и скорость ветра над ледником Обручева (мгновенные значения), июль 1962 г.
The air temperature and wind velocity on Obruchev Glacier (the instant values), July 1962

Расстояние от южной стенки кара, м	Температура воздуха (°С) на высоте, м				Скорость ветра на 1 м, м/с
	2,0	1,0	0,5	0,25	
40	18,3	17,1	16,3	14,8	0,8
80	17,4	16,2	14,1	13,2	2,1
200	13,7	11,3	9,7	7,2	3,0
300	13,6	11,8	8,9	7,0	2,1
350	15,1	13,6	12,1	11,0	1,5
390	17,5	16,3	15,2	14,3	0,5

стенки кара, возвышающиеся над ледником на 200 м, с юга на 60 – 80 м поднимается плато. Боковые морены сливаются с мощным нагромождением конечно-моренных валов, гряд и холмов шириной до 400 м.

По продольному профилю были оборудованы 4 пункта наблюдений: один в центральной части, на открытом льду, второй на заснеженной поверхности, недалеко от конца ледника, еще два — на конечной морене. В этих пунктах синхронно измерялись температура воздуха и скорость ветра на уровнях 0,5 и 2 м. Характерной чертой метеорологического режима было преобладание стокового ветра, который усиливался в теплую погоду, причем вниз по леднику его скорость возрастала. При редких ветрах снизу их скорость на леднике была значительно меньше, чем на морене.

Наблюдения на леднике ИГАН позволили автору придти к следующим выводам. Температурные различия у фронта ледника, лежащего в замкнутой долине, определяются не столько деятельной поверхностью, сколько окружающим рельефом и ветровым режимом. Сток охлажденного воздуха и застаивание его перед конечной мореной приводят к формированию холодной зоны над нижней частью ледника и прилегающим склоном конечной морены. Изменение характера поверхности на границе ледника сказывается в температуре воздуха только самых нижних слоев, не распространяется до высоты стандартных измерений на 2 м над поверхностью. Разность между температурой над центром ледника и каменистой поверхностью на той же абсолютной высоте (или степень выхолаживающего влияния ледника, называемого “скачком температуры”) неодинакова в разные типы погоды: максимальна в сухую солнечную (в среднем 1,7 °С) и практически отсутствует в пасмурную с осадками. Резкое изменение температуры воздуха вдоль продольного профиля происходит не у фронта ледника, а на границе ледникового ветра, распространение которого ограничено конечно-моренной грядой.

На леднике Туюксу в конце августа — начале сентября 1971 г. были проведены маршрутные наблюдения, охватившие большую часть фирновой зоны (Денисова, 1976). Они включали измерения температуры воздуха на уровне 2 м, скорости ветра на высоте 1 м и альбедо подстилающей поверхности. Измерения проводились в середине дня последовательно в 10 точках в течение 1 – 1,5 час., поэтому они могут дать лишь качественное представление о степени изменчивости метеоэлементов и репрезентативности данных стационарной метеорологической площадки, расположенной ближе к левому борту ледника.

В результате этих наблюдений было установлено, что во всех случаях (8 серий) температура воздуха оказалась наиболее низкой на стационарной площадке, а изменение этого показателя по площади составляет 2,5 – 3 °С (при абсолютных значениях 0,9 – 5,7 °С), причем отрицательные отклонения в большинстве случаев наблюдались также у левого борта ледника, хотя априори можно было ожидать, что ближе к оголенным склонам температура воздуха будет выше, чем в других точках. Изменчивость скорости ветра в рассматриваемой зоне ледника была значительной: 1,5 – 2 м/с при скоростях 0,5 – 3,2 м/с, причем области затишья и более сильных ветров наблюдались в отдельные дни на разных участках — либо в районе метеоплощадки, либо в нижней части области аккумуляции.

Для расчета температуры воздуха в пределах ледника исключительно важное значение имеет величина его вертикального градиента. Принято считать, что в период абляции над ледниками в среднем этот показатель составляет 0,6 °С на 100 м высоты. Тем не менее, по результатам наблюдений на отдельных ледниках установлено, что величина вертикального температурного градиента неодинакова в разных частях ледника и в разное время суток и зависит от условий местной циркуляции.

Чтобы понять механизм влияния на величину градиента местных ветров, приведем результаты нашего эксперимента на леднике Медвежьем в августе 1972 г. (Волошина, 1975). В течение пяти дней при ясной и малооблачной погоде ежечасные круглосуточные наблюдения велись в двух пунктах, расположенных в верхней и нижней частях области абляции, на абсолютных высотах 3500 и 3050 м, на расстоянии около 5 км друг от друга. Язык ледника ориентирован с северо-востока на юго-запад. В этот период отмечалась устойчивая смена стокового (СВ) и долинного (ЮЗ) ветров дважды в сутки, что позволило по-

Таблица 3.3

Вертикальный температурный градиент при стоковом и долинном ветрах
Vertical temperature gradient under catabatic and valley winds

Время, час	Направление ветра		γ, °С/100 м
	3500 м	3050 м	
19–9	СВ	СВ	0,51
10–14	СВ	ЮЗ	1,40
15–18	ЮЗ	ЮЗ	0,87

лучить вполне надежные значения вертикального градиента температуры γ (табл. 3.3).

Приведенные данные показывают, что наименьшее изменение температуры воздуха в пределах области абляции наблюдается при стоковом ветре в ночные и утренние часы — 0,51°/100 м. По-видимому, при опускании воздуха охлаждение незначительно из-за устойчивости воздуха и вследствие слабого турбулентного перемешивания (напомним, что параметр шероховатости стокового ветра на порядок меньше, чем долинного) воздух "скользит" по леднику, заполняя впадины рельефа.

Наибольший градиент зафиксирован в тех случаях, когда пункты наблюдений находились в разных воздушных массах — 1,40°/100 м. И наконец, во второй половине дня долинный ветер проникал в верхнюю часть области абляции, но по пути он успевал охладиться вследствие более интенсивного турбулентного перемешивания. Средний градиент температуры за дневной период (6 – 18 час.) равнялся 1,04°/100 м, за сутки — 0,81°/100 м. Для иллюстрации изменения температуры воздуха в зависимости от направления ветра на рис. 36 приводится ее суточный ход в двух рассматриваемых пунктах на леднике Медвежьем, а также на метеостанции Ледник Федченко.

Обобщая приведенные данные, следует отметить, что отклонение вертикального температурного градиента от средней величины 0,6°/100 м может служить косвенным ориентиром для суждения о степени интенсивности горно-долинной циркуляции и развития ледникового ветра на данном конкретном леднике в определенных условиях погоды.

Надежные сведения о величинах вертикального температурного градиента были получены на леднике Марух в результате многолетних (1967 – 1974 гг.) исследований Института географии АН СССР в фирновой зоне и Ростовского УГМС в области абляции (а также на морене ниже ледника) (Ледник Марух, 1988). Построенные по средним декадным и месячным величинам графики связи температуры воздуха в двух пунктах (фирн, 2917 м и лед, 2540 м) позволили подсчитать температурный градиент между ними при разных значениях температуры воздуха (°С):

t, фирн	2,0	3,0	4,0	5,0	6,0	7,0
t, лед	4,7	5,9	7,0	8,1	9,1	10,2
$t_л - t_ф$	2,7	2,9	3,0	3,1	3,1	3,2
γ,°/100 м	0,72	0,77	0,80	0,82	0,82	0,85

Эти данные показывают, что существует связь исследуемого показателя с температурой воздуха. Средняя величина γ для летнего периода составила 0,80°/100 м, и это может свидетельствовать о проник-

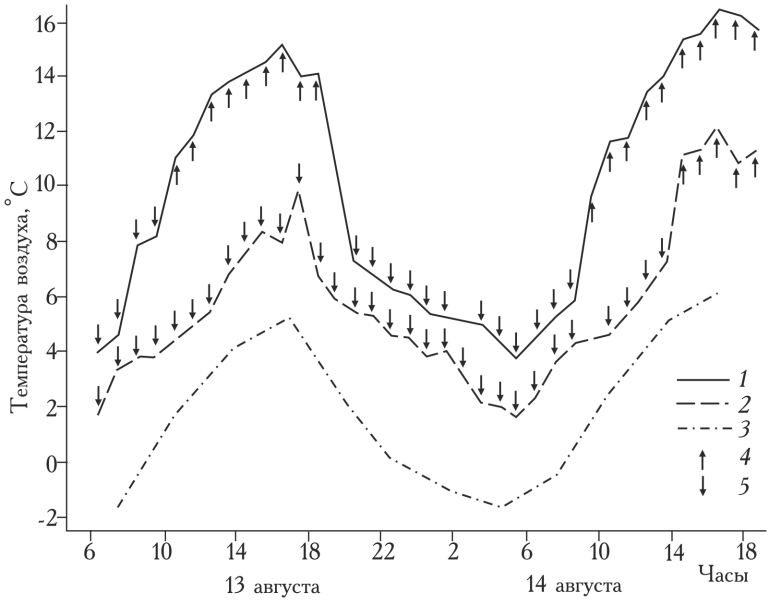


Рис. 36. Суточный ход температуры воздуха на уровне 2 м и изменение направления ветра 13–14 августа 1972 г. 1 — ледник Медвежий, 3050 м; 2 — ледник Медвежий, 3500 м; 3 — метеостанция Ледник Федченко, 4169 м; 4 — долинный ветер; 5 — стоковый ветер

Fig. 36. Diurnal changes of air temperature at 2-meters level and variation of wind direction for 13–14 August, 1972. 1 — Medvezhiy Glacier, 3050 m; 2 — Medvezhiy Glacier, 3500 m; 3 — weather station Fedchenko Glacier, 4169 m above s.l.; 4 — valley wind; 5 — catabatic wind

новении долинного ветра в нижнюю часть ледника Марух, что согласуется с результатами непосредственных наблюдений.

В этом районе Западного Кавказа степень температурного воздействия долинного ветра не столь велика, как на Памире, где температура воздуха на боковой морене ледника Медвежий на высоте около 3100 м нередко поднималась до 20 – 25 °С, а в сухих долинах, лишенных растительности, временами превышала 30 °С. Этим, очевидно, и объясняются большие контрасты температуры долинного и горного потоков воздуха на Памире и обусловленные этим высокие значения вертикального температурного градиента, полученные нами в условиях теплой малооблачной погоды.

Вертикальный температурный градиент зависит также от типа погоды и уровня над поверхностью ледника (табл. 3.4).

Очевидно, как и на леднике Медвежьем, при устойчивой погоде в фирновой зоне и на конце ледника Марух пункты наблюдений определенную часть суток находились под влиянием ветров разного происхождения, в разных мезопотоках, поэтому в дневные часы температурный градиент достигал наибольших значений — от 1,42°/100 м на высоте 2 м до 1,86°/100 м на уровне 0,25 м от поверхности ледника. В пасмурную погоду различия в градиенте становятся минимальными, и он близок к значению 0,6°/100 м. Во всех случаях в непосредственной близости от поверхности ледника градиент больше, чем на уровне 2 м, что свидетельствует о более значительном охлаждении в этом слое.

Анализ данных по упругости водяного пара в разных пунктах ледника Марух и на морене ниже ледника за июль — август 1973 г. (Ледник Марух, 1988) позволил выявить следующие закономерности. Над языком ледника на высоте 2 м абсолютная влажность в среднем на 1гПа меньше, чем над мореной. Над фирном происходит дополнительное иссушение на 0,1 – 0,5 гПа, особенно заметно это в вечерние и ночные часы, что указывает на незначительное преобладание конденсации водяного пара.

Синхронные наблюдения за направлением и скоростью ветра в фирновой зоне и в области абляции ледника Марух в июле — августе 1973 г. показали, что в области аккумуляции в светлое время суток с устойчивостью 80 – 90% преобладает стоковый ветер южных румбов. Долинный ветер проникает сюда в очень редких случаях. В поздние вечерние часы при антициклональной погоде часто наблюдаются фёны из свободной атмосферы, характеризующиеся большой изменчивостью направления и скорости ветра во времени. В ночные часы и в первой половине дня скорость ветра в этой части ледника наименьшая, и только здесь отмечаются штили.

В области абляции ночной катабатический ветер, очевидно, благодаря особенностям мезорельефа у правого борта (наличие канала стока и обширной боковой морены) приобретает восточное направление с вероятностью 70 – 80%. По-видимому, сюда доходят и фёны, о чем свидетельствует изменчивость направлений ветра. Днем долинный ветер выражен слабо (не более 20 – 30% случаев). Скорость ветра в области абляции в любое время суток выше, чем в фирновой зоне, на 1 – 1,5 м/с.

Иные значения вертикального температурного градиента, по сравнению с теми, что были получены на леднике Марух, отмечались на леднике Туюксу (Волошина и др., 1992). По данным стационарных наблюдений на станциях Туюксу-2 (лед, 3500 м) и Туюксу-3 (фирн, 3750 м) за три летних месяца 1957 – 1959 гг. температурный градиент между этими пунктами колебался в пределах 0,58 – 0,51°/100 м при изменении температуры воздуха на морене (Туюксу-1, 3450 м) от 2 до 8 °С. В среднем же он составил 0,57°/С. Такие низкие значения вертикального температурного градиента в пределах ледника можно объяснить следующим образом. На расстоянии около 500 м ниже конца ледника морена круто обрывается в долину р. Малая Алматинка — перепад высот составляет около 400 м. Образуется мощный барьер для поступления на ледник теплого долинного воздуха. Кроме того, ледник Туюксу и верховья его долины обращены на северо-запад, что совпадает с часто повторяющимися холодными вторжениями того же направления, и они беспрепятственно проникают на ледник.

В горно-ледниковом бассейне Актру на леднике Водопадный между пунктами наблюдений на высоте 2550 и 3550 м вертикальный температурный градиент в отдельные часы суток менялся от 0,74°/100 м утром до 0,65°/100 м в середине дня, а в среднем он составил 0,69°/100 м, что указывает на слабое влияние долинных ветров в этом районе (Ледники Актру, 1987).

Таблица 3.4

Вертикальный температурный градиент γ при разных типах погоды. Ледник Марух, июль — август 1969 г.
Vertical temperature gradient γ for different weather types. Marukh Glacier, July — August, 1969

Тип погоды	Высота над поверхностью ледника, м	γ, °/100 м		
		среднее	максимум	минимум
А+ $К_1$	0,25	1,50	1,86	1,03
	2,0	1,00	1,42	0,69
$К_2$ + Ф	0,25	0,72	0,97	0,62
	2,0	0,67	0,81	0,42

Таблица 3.5

Вертикальные градиенты температуры ниже конца ледника, южный склон Главного Кавказского хребта, °С/100 м
Vertical temperature gradients lower, than the end of glacier, southern slope of the Main Caucasus Range, °C/100 m

Пары станций	Разность высот, м	Время суток, час.				Среднее
		00	06	12	18	
Местия — долина Халде	870	0,49	0,36	0,69	0,74	0,56
Местия — склон	1360	0,40	0,31	0,74	0,77	0,55
Местия — Халде-1	1165	0,38	0,29	0,72	0,69	0,52
Долина р.Халде — склон	500	0,22	0,20	0,80	0,80	0,52
Долина р.Халде — Халде-1	300	0,03	0,07	0,80	0,50	0,37

Обобщенные А.Н. Кренке (1982) значения вертикального температурного градиента на 10 ледниках в разных географических районах (Кавказ, Алтай, Памир, Тянь-Шань) колеблются в пределах 0,55 – 0,64°/100 м, что предполагает незначительное (либо компенсирующее) влияние холодной и теплой ветвей местной циркуляции воздуха.

Вопрос об охлаждающем влиянии горных ледников на прилегающую территорию обсуждался в ряде исследований; наиболее детальные из них проводились в Верхней Сванетии на ледниках Халде и Адиши (Давидович, 1981; Локтионова, 1989).

Летом 1978 г. пункты наблюдений были расположены на ледниках Адиши (чистый лед, 2480 м) и Халде в трех местах (Халде-1 — замороженный лед, 2605 м; Халде-2 — разреженная морена на льду, 2745 м и Халде-3 — чистый лед, 2810 м). В 1,5 км от ледника Халде в долине р. Халде находилась также временная метеостанция (2310 м). Шестой пункт был расположен на склоне хребта, разделявшего ледники Адиши и Халде. Оба ледника имеют юго-западную ориентацию. В качестве опорной была использована метеорологическая станция Местия, удаленная от исследуемых ледников на 25 км (1440 м).

Между всеми перечисленными пунктами были рассчитаны средние вертикальные градиенты за 30 дней июля — августа в их суточном ходе через три часа. Некоторые результаты приводятся в табл. 3.5.

Уменьшенные значения вертикального температурного градиента ночью и в ранние утренние часы для всех пар станций свидетельствуют о стоке холодного воздуха в понижения рельефа, особенно сильно проявляющемся в пункте ниже ледника, где градиент между этой точкой и ледником близок к нулю. Так проявляется совокупное влияние ледникового и горного ветров. Днем на леднике в нижнем пункте преобладал долинный ветер; несмотря на это, вертикальный градиент увеличен, что может быть связано с более значительным прогреванием воздуха на нижних станциях. Средняя суточная величина γ для всех пар станций различается лишь во втором знаке, что практически говорит об отсутствии охлаждающего влияния ледника. Одной из причин слабого охлаждающего воздействия ледника Халде может быть сильная замороженность его языка.

В июле — августе 1986 г. исследования стоковых ветров и их влияния на распределение температуры воздуха в горно-ледниковом бассейне проводились на леднике Адиши (Локтионова, 1989). Наблюдения были выполнены в трех пунктах. Первый из них находился в долине, в 1700 м от конца ледника (2210 м), на травянистой поверхности. Второй пункт располагался в 500 м от ледника, на галечниковой площадке (2300 м) и третий — на леднике, в 400 м от его конца, на чистом льду (2590 м). Язык ледника ориентирован на юго-запад, долина в районе второго пункта поворачивает на запад.

Характерная особенность метеорологического режима на этом леднике — практически полная (90 – 100%) повторяемость ледникового ветра в течение суток. Долинный ветер был зафиксирован здесь лишь в 6 – 10% случаев в интервале 14 – 16 час. В долине стоковый ветер отмечался с 17 до 9 час. в 93% случаев. И долинный, и ледниковый ветер усиливались в околополуденные часы, что, очевидно, связано с увеличением температурных контрастов. На леднике

Таблица 3.6

Влияние ледникового ветра на некоторые температурные показатели, °С, июль — август 1986 г.
Influence of glacier wind on some temperature parameters, °C, July — August, 1986

Пункт наблюдений	Средняя температура воздуха	Суточная амплитуда
Местия	18,0	16,2
Долина Адиши:		
I пункт	12,9	9,9
II пункт	13,4	8,7
Ледник (III пункт)	8,7	3,9

Таблица 3.7

Вертикальный температурный градиент между метеостанцией Местия и нижним пунктом наблюдений в долине р. Адиши, °С/100 м

Vertical temperature gradient between weather stations Mestia and lower point of measurements in the valley of Adishi river, °C/100 m

Показатели	Время суток, час.			Среднее за сутки
	6	12	18	
Среднее	0,39	0,83	0,96	0,69
Стоковый*	0,42	0,89	1,13	0,79
Долинный*	0,36	0,76	0,79	0,62

*Направление ветра указано для I пункта в долине р. Адиши.

скорость ветра составляла ночью 2,5 – 3,5 м/с, днем 3,6 – 4,3 м/с. Автор отмечает связь скорости стокового ветра с вертикальным градиентом температуры.

Значительное развитие стоковых ветров на леднике Адиши предполагает и усиление его охлаждающего влияния на приледниковую зону. Влияние ледникового ветра проявляется прежде всего в уменьшении суточной амплитуды температуры воздуха в долинных пунктах по сравнению с величиной амплитуды на метеостанции Местия (табл. 3.6).

Охлаждающее влияние стоковых ветров (ледникового и горного) сказывается также на величине вертикального температурного градиента (табл. 3.7).

Как показывают приведенные выше данные, особенно велики различия в температуре между Местией и нижним пунктом в долине в ранние вечерние часы, что связано, по-видимому, с начальной стадией охлаждения воздуха на больших высотах. Существенны различия в суточных величинах градиента при стоковых и долинных ветрах — 0,62 и 0,79°/100 м.

Таким образом, охлаждающее воздействие ледника в исследуемом районе распространяется по крайней мере на расстояние 2 км ниже его конца. Это влияние усиливается при большой повторяемости стокового ветра и выражается в пониженных величинах температуры воздуха и ее суточной амплитуды.

Весьма характерным примером охлаждающего влияния ледникового массива Акшийрак во Внутреннем Тянь-Шане может быть температурный режим метеостанции Тянь-Шань (3614 м), расположенной в широкой троговой долине, на расстоянии нескольких километров от крупных ледников этого региона. Летом 1984 г. мы проводили метеорологические наблюдения на леднике Давыдова и на склоне, находящемся вне зоны влияния ледникового ветра (Волошина, 1988). Пункты измерений располагались на одной и той же высоте (3940 м) на расстоянии около 6 км от метеостанции.

Пример изменения температуры воздуха в течение суток при разных условиях погоды в трех названных пунктах приведен на рис. 37. Достаточно убедительная картина формирования температурного режима на метеостанции и склоне у ледника вырисовывается при сопоставлении данных за отдельные часы суток. Примерно с 19 до 6 час. утра температура воздуха на метеостанции Тянь-Шань существенно ниже (до 6°С), чем на склоне, и на 4° ниже, чем на леднике. В дневное время суток на метеостанции, напротив, на 2 – 4° теплее, чем на склоне у ледника. В пасмурную погоду ночная инверсия температуры между склоном и метеостанцией сохраняется, но она выражена слабее. Благодаря такой незначительной тепловой трансформации воздуха в долине вертикальный температурный градиент за сутки, полученный за период наблюдений (25 дней), колебался в пределах от 0,37°С/100 м при средней суточной температуре на

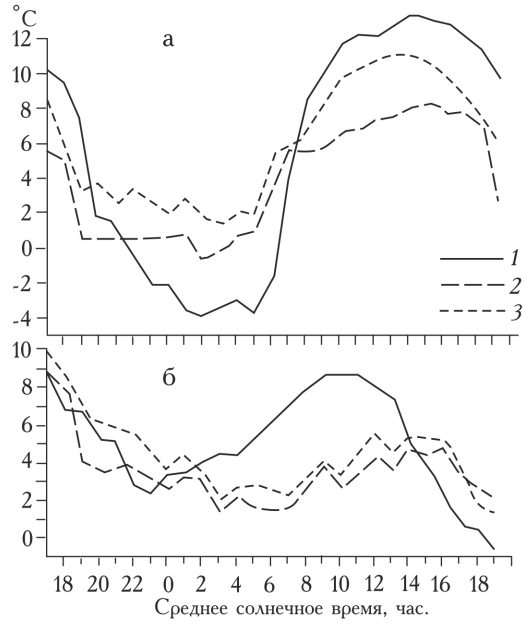


Рис. 37. Суточный ход температуры воздуха при солнечной (а — 27–28 июля) и пасмурной (б — 25–26 июля 1984 г.) погоде. 1 — метеостанция Тянь-Шань, 3614 м; 2 — средняя часть области абляции ледника Давыдова, 3940 м; 3 — склон древней морены вблизи правого борта ледника, на той же высоте

Fig. 37. Diurnal changes of air temperature under sunny (а — 27–28 July) and overcast (б — 25–26 July, 1984) weather. 1 — weather station Tien-Shan, 3614 m; 2 — middle part of Davidov Glacier ablation area, 3940 m; 3 — slope of ancient moraine near glacier right margin, at the same altitude

метеостанции, равной 2 °С, до 0,18°/100 м при 10 °С. Но днем его величина достигала 0,7 – 1,0 °/100 м.

На температурный режим метеостанции Тянь-Шань влияют значительные массы охлажденного воздуха из обширного бассейна, включающего юго-восточные склоны хр. Терской Ала-Тоо, северо-западные склоны массива Акшийрак и верховья долины р. Кумтор с мощным оледенением. Следовательно, при определенных условиях охлаждающее воздействие ледников может распространяться на 6 км и более. Поэтому метеостанция Тянь-Шань относится к числу "холодных", и ее данные непригодны для расчета вертикальных температурных градиентов между нею и другими станциями, находящимися на более низких уровнях в этом районе.

3.3. Различия в температуре воздуха над ледником и неледниковой поверхностью ("температурный скачок")

Формирование температурного режима над ледниками в летний период имеет существенное значение для массоэнергообмена в их поверхностном слое, так как между этими процессами имеется и прямая, и косвенная связь. С другой стороны, поскольку температура в определенной мере служит индикатором интенсивности таяния снега и льда, ее расчет для разных периодов, в среднем за сезон, а также для отдельных частей ледника имеет большое практическое значение. В то же время измерения температуры воздуха на самом леднике (чаще всего в одной-двух точках) редко охватывают весь сезон абляции, и поэтому получили большое распространение косвенные методы ее расчета.

По В.Г. Ходакову (1978, с. 59), "ледниковый скачок летней температуры", или, проще, температурный скачок — это "...изменение средней летней температуры при переходе из данной точки ледника на достаточно от него удаленную (вне прямого влияния стокового ветра) неледниковую поверхность той же абсолютной высоты".

Прежде чем описать методы расчета температурного скачка, необходимо выяснить, какие процессы определяют температурный режим нижнего слоя воздуха над ледником и неледниковой поверхностью и разность температур между ними:

а) на леднике один из основных процессов — это охлаждение воздуха при его контакте с поверхностью ледника в результате турбулентного обмена и формирование температурной инверсии;

б) сток и накопление холодного воздуха в ночные часы при горном ветре и в течение всех суток при ледниковом ветре, а также ветре с окружающих, особенно заснеженных, склонов, накапливающегося в микропонижениях рельефа и у конечной морены;

в) процессы адиабатического нагревания воздуха, повышения (или замедления понижения температуры) в вечерние и ночные часы при фене из свободной атмосферы;

г) днем — долинный ветер, в ряде случаев проникающий на ледник на значительное расстояние;

д) и наконец, интенсивное нагревание свободной от снега и льда поверхности оголенных скал, морены, особенно темного цвета. В высокогорье в ясную теплую погоду ее температура может превышать 30 °С, что, в свою очередь, способствует значительному прогреванию воздуха в условиях термической и динамической неустойчивости. Возможно, существуют и другие, не названные нами, факторы, определяющие температурный скачок.

Почти все указанные выше процессы формируют температурный режим вблизи ледника и над ним одновременно, и невозможно выделить влияние одного-двух из них. Но ясно, что величина температурного скачка зависит не только от охлаждающего влияния ледника, но и от степени нагревания воздуха над свободной от льда поверхностью. Из сказанного следует, что температурный скачок по существу представляет собой не только (или не столько) меру охлаждающего влияния ледника. но и количественную характеристику, которая отражает разные условия тепловой трансформации и местной циркуляции воздуха над ледником и свободной от снега и льда поверхностью, где проводятся измерения температуры воздуха (вблизи ледника или на метеостанции).

В гляциологической литературе описано несколько способов определения температурного скачка. Так, В.Г. Ходаков (1978) по данным наблюдений на горных и покровных ледниках (включая Гренландию), предложил следующую формулу:

$$\lg \Delta t_л = 0{,}28 \lg x_0 - 0{,}07 , \qquad (3.1)$$

где $\Delta t_л$ — температурный скачок, а x_0 — характерный размер ледника или снежника, составляющий половину его средней ширины. На основе этой формулы, а также сравнения температур, измеренных на ледниках и близко расположенных внеледниковых станциях, было определено, что величина скачка $\Delta t_л$ должна составлять -0,5° для ледников с площадью порядка 1 км^2 и от -1,0 до -1,5° для ледников с площадью порядка 10 км^2 (Кренке, Ходаков, 1966).

В "Дополнениях к программе и методическим указаниям по составлению Атласа снежно-ледовых ресурсов мира" (1980) А.Н. Кренке рекомендует для расчета температуры воздуха на высоте границы питания вводить следующие поправки на температурный скачок с учетом размера ледника: для ледников длиной до 0,3 км — 0,5°; от 0,4 до 4 км — 1°; от 4,1 до 14 км — 1,5°; от 14,1 до 32 км — 2,0°; для горных ледников более 32 км — 2,5°; в остальных случаях вопрос решается индивидуально.

Заметим, что в формуле (3.1) в скрытой форме содержится предположение о том, что скачок температуры зависит только от степени охлаждения воздуха над ледником. Следует также отметить следующее обстоятельство, повлиявшее, очевидно, на вывод этой формулы: здесь использованы данные не только

Таблица 3.8

Средняя суточная температура воздуха в разных пунктах наблюдений, район ледника Тургень, 1 – 10 августа 1966 г.
Mean daily temperature for 1 – 10 August, 1966 and meteorological measurements position, Turguen Glacier region, Internal Tien Shan

Пункт измерений	Абсолютная высота, м	Средняя суточная температура воздуха, °С	Описание местоположения пунктов измерений
Пржевальск	1716	18,4	котловина оз. Иссык-Куль, пологий склон в 20 км от берега
Койлю	2800	11,2	узкая горная долина, в 30 км от ледника Тургень
Долина ледника Тургень	3415	8,0	луг, пологий склон
Там же	3460	8,6	каменистая поверхность (морена)
Ледник Тургень	3600	5,0	открытый (незамороженный) лед
То же	3820	3,6	то же

по ледникам, но и по снежникам, над которыми температурный режим формируется совершенно другим образом (факторы высоты, конфигурации, высоких температур и пр.).

Другой, альтернативный метод, нашедший широкое распространение в гляциологической практике, заключается в сопоставлении результатов непосредственных измерений температуры воздуха на леднике и вблизи от него, на морене или склоне, вне зоны влияния ледникового ветра. При отсутствии пункта наблюдений вне ледника на той же абсолютной высоте применяется расчетная величина температуры, приведенная к высоте ледникового пункта, с использованием вертикального температурного градиента от ближайшей метеостанции. В последнем случае нередко допускаются ошибки в расчетах, связанные с размещением временной станции в долине ледника, куда, возможно, проникает ледниковый ветер или происходит значительное накопление холодного воздуха в понижениях рельефа. Использование таких данных приводит к заниженным величинам температурного скачка.

Н.В. Давидович (1979) вполне справедливо утверждает, что "...неправильно определять "скачок", как это делается обычно — просто по разности температуры ледниковой и неледниковой станций, приведенных к одной высоте, не обращая внимания, где, на какой высоте и на каком удалении от края ледника находится ледниковая станция. На разность температур влияет не только характер поверхности, но и масса других факторов: локальные особенности местоположения станции, расстояние ее от конца ледника, величины вертикального и горизонтального градиентов и др. Выделить в чистом виде влияние только изменения типа поверхности (т.е. определить "скачок") при таком подходе просто невозможно. Определенные подобным образом "скачки" неизбежно содержат ошибки, и сравнение их некорректно" (с. 60).

Заметное влияние на величину температурного скачка местной циркуляции подтверждается тем фактом, что в определенных случаях его максимум может быть отмечен и на самом леднике (на границе ледникового и долинного ветров) и ниже его конца при образовании "озер холода". Такие явления наблюдались как на сравнительно крупных ледниках Кавказа: Безенги, Халде, так и на маленьких ледниках Полярного Урала, например, ИГАН (Давидович, 1974, 1982).

Наглядным примером того, насколько величина температурного скачка зависит от местоположения метеорологической станции или пункта наблюдений вблизи ледника, могут быть данные Б.П. Кароль (1970). Наблюдения проводились во Внутреннем Тянь-Шане, на леднике Тургень и в долине, ниже его конца, в августе 1966 г. В табл. 3.8 помещены осредненные результаты измерений температуры воздуха в стандартные метеорологические сроки (через три часа) в районе ледника, вне зоны влияния ледникового ветра, и на двух ближайших метеорологических станциях.

Вертикальные температурные градиенты для разных пар станций, рассчитанные по данным табл. 3.8, выражаются следующими величинами (°С/100 м):

Пржевальск — Койлю	0,66
Пржевальск — луг	0,61
Пржевальск — морена	0,56
Койлю — луг	0,52
Койлю — морена	0,39

Используя сведения о средней суточной температуре воздуха из табл. 3.8, легко рассчитать ее величины вне ледника на уровне двух ледниковых пунктов при разных значениях γ и температурный скачок (табл. 3.9).

Таким образом, в зависимости от условий формирования температурного режима на разных метеорологических станциях, которые выбраны для расчета температурного градиента, меняется как названный показатель (от 0,66 до 0,39°/100 м), так и соответствующие ему температура воздуха на уровне ледниковой станции и величина скачка (от 0,9 до 3,6 °С).

И, наконец, по результатам измерения температуры воздуха в долине ледника мы получили следую-

Таблица 3.9

Расчет температурного скачка на леднике Тургень
Calculation of temperature jump on Turguen Glacier

Нижняя станция	γ, °С/100 м	Температура воздуха вне ледника		Температурный скачок	
		3600 м	3820 м	3600 м	3820 м
Пржевальск	0,66	6,0	4,5	1,0	0,9
То же	0,61	6,9	5,6	1,9	2,0
То же	0,56	7,8	6,6	2,8	3,0
Койлю	0,52	7,0	5,9	2,0	2,3
То же	0,39	8,1	7,2	3,1	3,6

щие значения температурного скачка (для наиболее вероятных температурных градиентов — от 0,66 до 0,61°/100 м):

Абсолютная высота, м	3600		3820	
γ, °С/100 м	0,66	0,61	0,66	0,61
Луг — ледник	1,8	1,9	1,7	1,9
Морена — ледник	2,7	2,8	2,6	2,8

Эти данные свидетельствуют о существенном влиянии на температурный скачок вида подстилающей поверхности в пунктах измерения температуры воздуха вблизи ледника — над мореной температура выше (8,6 °С), и расчетная величина скачка оказалась в 1,5 раза больше, чем при использовании температуры воздуха над травянистой растительностью (8,0 °С).

Рассмотрим подробнее самые важные вопросы обсуждаемой темы, а именно, изменение температурного скачка вдоль ледника и роль местоположения метеорологической станции, используемой для расчета температуры воздуха на уровне ледника. На основе общих представлений и эмпирических данных Н.В. Давидович (1982, 1983) предложила гипотетическую схему изменения температуры воздуха с высотой в горно-ледниковом бассейне (рис. 38). Над свободными от снега и льда склонами с однородной поверхностью и хорошими условиями воздухообмена температура понижается с высотой с постоянным вертикальным градиентом γ, на рис. 38 это показано наклонной прямой (*BM* и выше). Ниже конца ледника, где проявляется его охлаждающее влияние (в зоне воздействия ледникового ветра) происходит значительное увеличение градиента (отрезок *CD*), продолжающееся до некоторого уровня на леднике, где температурный скачок наибольший (прямая *AB*). Возрастание вертикального градиента в этой зоне есть следствие температурных контрастов нисходящих потоков, охлажденных при соприкосновении с поверхностью ледника, и теплого долинного ветра. По мнению Н.В. Давидович, максимальная величина температурного скачка должна находиться в верхней части области абляции, вблизи границы питания. Кроме влияния метеорологических процессов, это связано с увеличением участков чистого льда, свободного от поверхностной морены, ослаблением влияния боковых склонов (из-за снижения их относительной высоты) и увеличения ширины ледника.

В области питания, куда долинный ветер обычно не проникает, величина γ должна быть меньше, чем над неледниковой поверхностью, так как в нисходящем потоке адиабатический эффект нагревания тормозится охлаждением воздуха при его контакте с поверхностью снега. Поэтому на рис. 38 показано, что в верхней части ледника с высотой значение температурного скачка уменьшается и приближается к нулю. На очень больших абсолютных высотах следует ожидать, что скачок исчезнет совсем, т.е. линии *а* и *б* на рис. 38 сомкнутся. По мнению Н.В. Давидович, подтверждением этому может служить неустой-

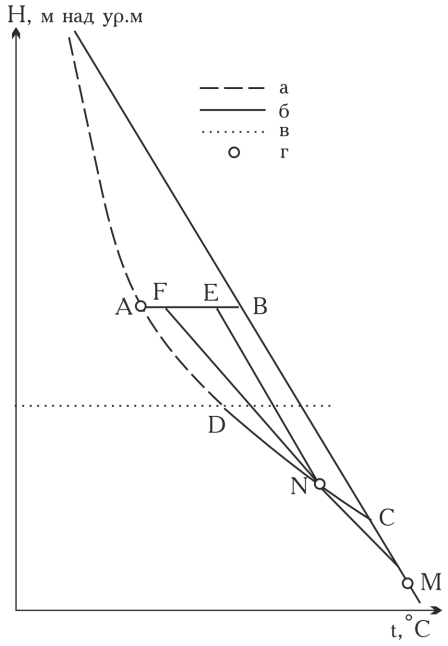


Рис. 38. Изменение температуры воздуха с высотой в горно-ледниковом бассейне: а — над ледником, б — над неледниковой поверхностью, в — высота конца ледника, г — пункты измерений температуры воздуха. Остальные разъяснения в тексте (Давидович, 1982)

Fig. 38. The temperature changes with altitude in mountain-glaciated basin: а— over glacier, б — over non-glaciated surface, в — elevation of the glacier end, г — points of the air temperature measurements. For other explanations see text

чивая стратификация воздуха в нижнем слое над ледником, отмеченная при метеорологических наблюдениях на леднике Федченко, на абсолютных высотах 4900 и 5600 м (Джорджио и др., 1963; Волкова, 1973). Однако, по результатам других исследований в высокогорных районах — на седловине Эльбруса, 5300 м (Волошина, 1961), на леднике Бакчигир на Центральном Памире, 5000 м (Kotlyakov, Lebedeva, 1974) — при отрицательных и близких к 0 °С температурах воздуха наблюдалась устойчивая инверсия.

На рис. 38 показаны также возможные ошибки в расчете температурного скачка, возникающие при использовании данных разных метеостанций. Буквой *M* обозначено положение станции вне зоны влияния ледникового ветра, буквой *N* — внутри этой зоны. Если температура воздуха на уровне ледника рассчитывается по общепринятому вертикальному градиенту (0,6 – 0,7° на 100 м в зависимости от географического района) от станции *M*, мы получаем в средней части ледниковой зоны (но вне ледника) значение температуры воздуха, соответствующее букве *B* и скачок *AB*. Если же для расчетов используется градиент γ, вычисленный по разности температур между пунктами *M* и *N*, температура воздуха на уровне границы питания вне ледника окажется значительно ниже (она соответствует точке *F*), а скачок будет меньше (отрезок *AF*). И, наконец, при использовании стандартного градиента γ (0,6 – 0,7°/100 м), но от точки *N*, находящейся в пределах влияния ледникового ветра, величина температурного скачка также будет заниженной (*AE*). Таким образом, при неправильном выборе метеорологической станции значение этого показателя может быть ниже реального в два-три раза.

Зависимость величины температурного скачка от температуры воздуха вне ледника установлена многочисленными исследователями (Волошина, 1966*а*, 1981*а*; Давидович, 1982, 1983, 1984; Кренке, 1982 и др.). По результатам наших наблюдений на ряде ледников в разных географических районах (а также обработки архивных материалов по леднику Туюксу) отмечается устойчивая связь температурного скачка с температурой воздуха вне ледника с коэффициентом корреляции 0,80 – 0,90 (табл. 3.10).

Величины температурного скачка, определенного для трех ледников Тянь-Шаня (Давыдова, Голубина, Туюксу), как показывают данные табл. 3.10, различаются очень мало. Увеличение рассматриваемого показателя для ледника Обручева, по-видимому, связано с преобладанием ледникового ветра в течение суток. Возможно и отепляющее влияние большого озера, расположенного вблизи метеостанции Бол. Хадата.

Результаты наблюдений на шести ледниках Заилийского Алатау в июле — августе 1976 – 1979 гг., связанных с оценкой репрезентативности гидрометеорологических исследований на ледниках разных бассейнов, были обобщены в работе (Вилесов др., 1983). Почти во всех случаях внеледниковая площадка находилась ниже ледника на расстоянии около 1 км от его конца. Полученные в результате этих работ средние суточные величины температурного скачка колебались для разных ледников в пределах от 0,3 до 1,4 °С при температуре воздуха на морене 5 – 7 °С. Такие низкие значения могут быть обусловлены двумя возможными причинами: 1) низкой температурой воздуха; 2) положением пункта наблюдений ниже ледника, в зоне вероятного влияния стоковых ветров. В результате обработки данных была установлена связь температурного скачка с температурой воздуха и облачностью:

$$\Delta t = 0{,}23N - 2{,}1 \,, \qquad (3.2)$$

$$\Delta t = 0{,}15N - 0{,}11t_м - 1{,}1 \,, \qquad (3.3)$$

где N — общая облачность в баллах, $t_м$ — температура воздуха на морене.

Достаточно надежная связь между температурой воздуха на леднике и вне его (на той же высоте) установлена Н.В. Давидович (1982, 1983, 1984) по результатам наблюдений за 33 летних сезона (в основном июль — август) на 15 ледниках умеренных и субтропических широт (семь из них расположены на Кавказе, два на Тянь-Шане, три на Памиро-Алае, один

Таблица 3.10

Температурный скачок при разных температурах воздуха в некоторых ледниковых районах, июль — август, °С*
The temperature "jump" under different air temperature in some glaciated regions, July — August, °C

Ледник, район	Температура воздуха вне ледника, °С					
	2	4	6	8	10	12
Давыдова, Внутренний Тянь-Шань, 3940 м, 1984	0,7	1,2	1,6	1,8		
Голубина, Киргизский хр., 3440 м, 1982	0,5	1,0	1,6	2,2	2,7	
Туюксу, Заилийский Алатау, 3500 м, 1972 – 1979	0,6	1,1	1,4	1,7	2,2	2,6
Южный склон Эльбруса, 3750 м, 1958 – 1960	1,2	1,6	2,0	2,4	2,8	
Обручева, Полярный Урал, 540 м, 1977		2,3	2,8	3,1	3,6	4,0

* Во всех случаях, кроме ледника Обручева, наблюдения на леднике и вне его проводились примерно на одной и той же высоте. Для ледника Обручева температура над неледниковой поверхностью получена путем приведения от метеостанции Бол. Хадата, расположенной в 14 км к юго-востоку от ледника на абсолютной высоте 232 м. При расчете использовался вертикальный градиент, равный 0,65°/100 м.

на Алтае и два в Скандинавии). Лишь на двух из них (Родзевича на Алтае и Абрамова на Алайском хребте) измерения на леднике и неледниковой поверхности проводились на одном и том же уровне, в остальных случаях средняя месячная температура воздуха была приведена к высоте ледника по данным двух-трех метеорологических станций. При значительных горизонтальных расстояниях вводились поправки на горизонтальный градиент.

Связь выражается уравнение регрессии:

$$t_л = 0{,}85t - 1{,}20, \qquad (3.4)$$

где $t_л$ _ средняя температура воздуха на леднике, t — температура над неледниковой поверхностью. Коэффициент корреляции составил 0,92±0,03, средняя квадратическая ошибка — 0,6 °С.

Н.В. Давидович рекомендует это уравнение "...для ориентировочных расчетов средней летней температуры над ледником в умеренном поясе; для субтропических ледников этот способ неприменим" (1984, с. 76). Полученная зависимость была использована, в частности, для расчета полей температурных показателей летнего периода при построении соответствующих карт в Атласе снежно-ледовых ресурсов мира, и скачок температуры в данном случае использовался как обобщенная, климатическая характеристика.

Ниже приводятся некоторые величины температуры воздуха на леднике и температурного скачка Δt, вычисленные по формуле (3.4) для разных значений температуры вне ледника t (°С):

t	0,0	2,0	4,0	6,0	8,0	10,0
$t_л$	-1,2	0,5	2,2	3,9	5,6	7,3
Δt	1,2	1,5	1,8	2,1	2,4	2,7

Сводка значений температурного скачка в разных регионах земного шара приведена в двух работах (Давидович, 1982; Кренке, 1982). Попытки найти какие-то закономерности в изменении этого показателя в зависимости от района, абсолютной высоты, вида подстилающей поверхности, длины ледника не дали положительных результатов, что вполне объяснимо, если иметь в виду рассмотренные выше причины изменчивости температурного скачка. Некоторые ыеличины скачка, приведенные в двух названных выше работах, различаются между собой, поскольку взяты из разных источников. Это вполне реально, если учитывать зависимость Δt от температуры воздуха, меняющейся от года к году. Следует также учесть, что большая часть данных получена с использованием вертикального температурного градиента и включает в себя погрешности, связанные с применением этого метода.

По данным Н.В. Давидович (1982), кроме ледников Памиро-Алая (Федченко, Зеравшанский и Парах), где значения скачка достигают 4,0 – 5,8 °С, все остальные ледники Тянь-Шаня, Кавказа, Алтая и Скандинавии характеризуется его величинами в пределах 1 – 3°, вне зависимости от высоты и вида подстилающей поверхности (фирн, лед). Всего в этой работе приведено 33 значения Δt по 19 ледникам. Если исключить данные по ледникам Федченко и Зеравшанскому, средняя величина показателя составит в июле — августе 2,1°, а за три месяца — 1,8°.

В работе А.Н. Кренке собраны сведения по 39 ледникам Памиро-Алая, Тянь-Шаня и Кавказа, столько же значений Δt; разброс — от 0,3 до 3,0°, среднее из них 1,5° (июнь — август).

Подводя некоторые итоги рассмотрения сущности температурного скачка, его связи с определяющими факторами и способов расчета, подчеркнем следующее:

а) температурный скачок отражает в летний период совокупное влияние особенностей тепловой трансформации и местной циркуляции на формирование температурного режима над ледником и неледниковой поверхностью, а не только охлаждающее воздействие ледника;

б) в гляциологической литературе нет прямых доказательств зависимости температурного скачка от размеров ледника, но приводятся многочисленные данные о его связи с температурой воздуха;

в) поскольку эти связи имеют локальный характер, вряд ли возможно получить универсальную зависимость Δt от температуры воздуха, пригодную для всех ледников. Ошибки в определении скачка в отдельных регионах могут быть связаны с выбором пункта измерений температуры воздуха вне ледника и (или) принятым вертикальным градиентом для расчета температуры от ближайшей метеостанции;

г) наиболее приемлемой в настоящее время представляется формула для определения температурного скачка при климатологических расчетах для ледников умеренных широт, предложенная Н.В. Давидович;

д) оптимальные величины температурного скачка, отражающие локальные условия мезоклимата определенного района, могут быть получены лишь при проведении наблюдений на конкретном леднике минимум в течение одного периода абляции (с учетом сказанного выше о правильном выборе вертикального температурного градиента или площадки у ледника).

РЕЗЮМЕ

1. Мезо- и микроклимат горных ледников формируется под влиянием не только ледника как особого вида деятельной поверхности и окружающих его склонов, но, главным образом, при воздействии местной циркуляции: горного, долинного, ледникового ветров и, в ряде случаев, фёнов разных типов. Сложное сочетание этих потоков и определяет "несамостоятельность" микроклимата ледников, иными словами, его зависимость от метеорологических характеристик воздушной массы, сформировавшейся вне пределов ледника. Поэтому изучение местной цирку-

ляции в горно-ледниковых районах приобретает важное значение при исследовании пространственной изменчивости отдельных метеопараметров, их различий на леднике и вне его, а в конечном счете — влияния на интенсивность таяния снега и льда в разных точках ледника.

2. Как установлено в ряде исследований местной циркуляции в горах (Бурман, Гельмгольц, Дроздов), горно-долинная циркуляция возникает в результате термического возмущения поля удельного объема в разных частях долины благодаря прогреву или охлаждению склонов, вследствие чего образуется замкнутая система основного (восходящего или нисходящего в зависимости от времени суток) потока и противотока. Другой вид циркуляционных движений основан на законе плавучести — это катабатический (нисходящий) ветер в ночные часы и анабатический (восходящий) днем. Таким образом, природа горно-долинной циркуляции двойственна.

По мнению многих исследователей, ледниковый ветер также относится к числу катабатических. Отличие от горного ветра заключается лишь в том, что ледниковый ветер может дуть круглые сутки и имеет меньшую мощность. Как и горный, ледниковый ветер должен сопровождаться компенсирующим противотоком в вышележащих слоях атмосферы.

Фёны, строго говоря, не являются местными ветрами, но проявляются локально, в зависимости от рельефа. Их воздействие в высокогорье и, в частности, на ледниках заключается в нарушении суточного хода температуры и влажности воздуха.

3. Главные факторы, способствующие развитию горно-долинной циркуляции, — это горизонтальные различия в температуре разных видов деятельной поверхности, а также склонов (хребтов) и атмосферы на равной высоте; изменение характеристик рельефа в разных частях долины (крутизны, ориентации); размеры долины и ледника; оголенность или заснеженность склонов; “вмешательство” общей циркуляции атмосферы, особенно при широтном положении долины, и многое другое.

4. Исследования А.Х. Хргиана в 30 – 40-х годах на Цейском и Безенгийском ледниках позволили установить ряд характерных особенностей ледникового ветра: его небольшую толщину (50 – 100 м); наличие при благоприятных условиях погоды (высокой влажности воздуха) зоны микрофронта, выраженного слоем тумана, который перемещается по леднику; значительную порывистость и небольшие скорости (порядка 3 м/с). В зону ледникового ветра втягиваются ветровые потоки со склонов, нагретых в дневные часы. Долинный ветер, достигавший временами мощности 1 км, отмечался днем над слоем ледникового ветра. Горный ветер в ночные и утренние часы был слабее и менее устойчив, чем долинный днем, но в то же время он прослеживался при любом характере погоды.

5. При аэрологических исследованиях в горно-ледниковом бассейне Актру отмечалась сложная слоистость потоков, определяемая не только наличием ледникового и долинного ветров, западных потоков свободной атмосферы, но и проникновением ветров с других ледников. Днем ледниковый ветер достигал толщины 50 – 100 м (максимум до 200 м), его распространение по леднику связано с интенсивностью развития долинной циркуляции. Максимум скорости ледникового ветра (в среднем 3 м/с) отмечался в нижнем, приледниковом слое. Как и на Цейском леднике, в потоке ледникового ветра наблюдались сильные нисходящие движения со скоростью от 6 до 100 см/с, возрастающей с увеличением горизонтальной составляющей. По данным радиозондирования, слой приледниковой инверсии достигал 50 м.

6. На леднике Голубина также отмечена многослойность ветровых потоков и регулярная (в условиях устойчивой погоды) смена стоковой и долинной составляющих в течение суток. В то же время наблюдалась крайняя изменчивость толщины разных слоев над ледником и вблизи него. Стоковый ветер наиболее устойчив в ночные и утренние часы (95%-ная вероятность), он характеризуется наибольшей за сутки скоростью (4 – 5, иногда до 8 м/с), отмеченной на высоте около 10 м от поверхности ледника. Мощность катабатического ветра может достигать 400 – 500 м. Толщина ледникового ветра в дневные часы 20 – 25 м, скорость — до 1 м/с. Долинный ветер имеет небольшое развитие, он менее устойчив во времени, чем горный, толщина его 200 – 250 м. Это связано с особенностями рельефа вмещающей долины ледника Голубина, круто обрывающейся в основную долину реки Ала-Арча. По осредненным за период наблюдений данным сделан вывод о наличии зоны резкого увеличения скорости ветра, меняющейся в течение суток по высоте (от 4 до 10 м) и интенсивности, что, вероятно, связано с верхней границей приледниковой инверсии.

7. Наиболее мощное развитие горно-долинной циркуляции и ледникового ветра зафиксировано при аэрологических исследованиях на крупнейших ледниках Средней Азии — Федченко и Зеравшанском. Местная циркуляция в этих районах осложнена наличием большого числа ледников-притоков. На леднике Федченко регулярная смена стокового и долинного ветров наблюдается лишь в его нижней, замореннной части, причем мощность катабатического (южного) ветра в ночные и утренние часы составляет всего 100 – 300 м; в слое 300 – 600 м преобладают ветры северных румбов, над ними — снова южные ветры, по-видимому, представляющие собой горный ветер всего ледника. Его верхняя граница — 2000 м над поверхностью ледника (выше происходит переход к западным румбам), скорость в течение всех суток составляет 5 – 7 м/с. В средней и верхней частях ледника катабатический ветер преобладает уже в течение всех суток.

На леднике Зеравшанский в зоне открытого льда максимальная мощность стокового ветра достигала 300 м, днем слой ледникового ветра составлял около 100 м при скорости 2 – 3 м/с. Местная циркуляция здесь затушевывается общим западным переносом, совпадающим с ориентацией ледника.

На всех исследованных ледниках местные ветры, как правило, заполняли долину до уровня окружающих хребтов, выше наблюдался западный перенос.

8. Местная циркуляция была отмечена и на небольших ледниках Полярного Урала. Так, в центральной части ледника Обручева стоковый ветер наблюдался в течение всех суток, его толщина составляла 15 – 30 м, скорость ветра в нижнем слое 2 – 4 м/с. При внутримассовой погоде выше 30 – 50 м отмечался устойчивый воздушный поток противоположного направления (долинный ветер). Большая повторяемость ледникового ветра была зафиксирована и на леднике ИГАН.

9. Во многих горно-ледниковых районах отмечено проявление фёнов разных типов: в бассейне Актру это в основном циклонические фёны, в районе Эльбруса и на леднике Марух — фены из свободной атмосферы. В этих случаях наблюдается усиление ветра, значительное уменьшение абсолютной и относительной влажности и повышение (или замедление падения) температуры воздуха в вечерние и ночные часы, что приводит к усилению турбулентного тепло- и влагообмена.

10. В результате микроклиматических исследований на ряде ледников (Марух, ИГАН, Обручева) установлено, что распределение температуры и других метеоэлементов в нижнем двухметровом слое воздуха над ледником весьма изменчиво как в горизонтальном, так и в вертикальном разрезах и сильно зависит от условий погоды, ветрового режима и особенностей мезорельефа. Наибольшие различия в температуре воздуха были отмечены на леднике Обручева: в ясную теплую погоду в фирновой зоне колебания температуры между центром и бортами ледника (200 м) составили на высоте 2 м около 5°, а на уровне 0,25 м — до 7°. Скорость ветра в центре ледника была значительно больше (на 2 – 2,5 м/с), чем на окраинных участках (табл. 3.2).

В фирновой зоне ледника Марух выявлена значительная неоднородность в распределении температуры воздуха, выраженная наличием “ядер” холодного или теплого воздуха, чередующихся на расстоянии нескольких десятков метров, что связано с влиянием перевала и высоких стенок цирка на ветровой и температурный режим.

11. Вертикальный температурный градиент в пределах ледника также определяется характером местной циркуляции воздуха, и поэтому он различается как во времени — на одном и том же леднике, так и в целом — на разных ледниках. При наблюдениях в двух пунктах в области абляции ледника Медвежий (превышение около 500 м) получены, по-видимому, экстремальные величины градиента для тех случаев, когда пункты находились в одной (долинный или стоковый ветер) и в разных воздушных массах. В среднем за 5 дней при ясной теплой погоде в случае долинного ветра в обеих точках вертикальный градиент составил 0,87°/100 м, в случае катабатического — 0,51°/100 м, а в те периоды, когда пункты наблюдений находились под воздействием разных потоков — 1,40°/100 м.

На леднике Марух, по данным многолетних измерений в фирновой зоне и на языке (разность высот около 400 м), температурный градиент менялся от 0,72°/100 м до 0,85°/100 м при изменении температуры воздуха в области аккумуляции от 2 до 7 °С, что свидетельствует о проникновении долинного ветра на ледник. Колебания этого показателя при разных типах погоды весьма существенны: от 1,4 – 1,8°/100 м в малооблачную устойчивую погоду до 0,4 – 0,6°/100 м при прохождении фронтов.

В тех случаях, когда по каким-либо причинам на всем пространстве ледника преобладают стоковые ветры, вертикальный температурный градиент оказывается близким к 0,6°/100 м. Например, такие данные были получены на леднике Туюксу: 0,58 – 0,51°/100 м при температуре воздуха у подножия ледника 2 – 8 °С. Долина этого ледника ниже конечной морены круто (на 400 м) обрывается, и тем самым образуется мощный барьер для проникновения на ледник теплого долинного ветра. Кроме того, нельзя исключить влияния холодных северо-западных вторжений, направление которых совпадает с ориентацией ледника. Обобщенные А.Н. Кренке значения вертикального температурного градиента по разным географическим районам (Кавказ, Альпы, Тянь-Шань) колеблются в пределах 0,55 – 0,64°/100 м.

12. Прослеживается прямая и очень тесная связь между степенью охлаждающего влияния ледников на прилегающую территорию и интенсивностью развития местной циркуляции воздуха. Детальные исследования, подтверждающие этот факт, проводились, в частности, в Верхней Сванетии и на леднике Давыдова во Внутреннем Тянь-Шане. Охлаждающее влияние стокового ветра в районе ледника Халде (Верхняя Сванетия) было отмечено в ночные и утренние часы, что выражалось в уменьшении вертикального температурного градиента между ледниковой и долинной станциями (расстояние от ледника 1,5 км, превышение 300 м) до нулевых значений, а в среднем за сутки он составлял лишь 0,37°/100 м. Мерой охлаждающего влияния катабатических ветров может служить также увеличение вертикального градиента между станцией в долине (в 2 км от ледника Адиши) и метеостанцией Местия, расположенной в 25 км. При стоковых ветрах этот показатель возрастал до 0,79°/100 м, при долинном ветре он составлял 0,62°/100 м.

В результате исследований на леднике Давыдова установлено, что на метеостанции Тянь-Шань, расположенной в 6 км от пункта наблюдений на боковой морене (разность высот 300 м) при ясной погоде ночные температуры (с 19 до 6 час.) существенно, до 6 °С, ниже, чем на склоне у ледника, и на 4 °С по сравнению с температурой на леднике. Средний вертикальный градиент температуры между метеостанцией и пунктом на склоне колеблется в пределах от 0,37 до 0,18°/100 м при температурах на метеостанции 2 – 10 °С. Так проявляется совокупное влияние значительных масс охлажденного воздуха при нали-

чии мощного узла оледенения и положении станции на дне широкой троговой долины.

13. Определение температурного скачка, т.е. разности температур воздуха над ледником и достаточно удаленной от него поверхностью земли, занимает особое место в гляциологической литературе, поскольку этот вопрос важен при расчете ряда гляциологических параметров. Величина температурного скачка зависит от сложного воздействия ряда метеорологических процессов. Самые важные из них — это охлаждение воздуха над ледником и нагревание (в дневные часы) над свободной от снега и льда поверхностью, а также характер местной циркуляции — преобладание стокового или долинного ветра в данной точке ледника, образование "озер холода", склоновые составляющие ветра и другие.

Существует два альтернативных по сути способа определения температурного скачка, в основу которых положена зависимость этого показателя от разных факторов: размеров ледника и температуры воздуха над неледниковой поверхностью. В первом случае в качестве основного аргумента используется либо ширина ледника, либо его площадь. Температура воздуха, применяемая во втором случае, измеряется по возможности на той же высоте, что и на леднике, но вне пределов влияния ледникового ветра. Если такие данные получить невозможно, температура рассчитывается от ближайшей метеостанции с учетом вертикального температурного градиента, характерного для данного района. И в том, и в другом случае возможны ошибки, обусловленные местоположением пункта наблюдений вне ледника.

По исследованиям Н.В. Давидович, величина скачка не остается постоянной на протяжении ледника, его максимальное значение должно находиться в верхней части области абляции, вблизи границы питания, что связано с затуханием здесь долинного ветра, увеличением ширины ледника и с другими факторами.

Значение температурного скачка меняется в течение суток, так как оно существенно зависит от смены потоков местной циркуляции и гравитационного стока холодного воздуха со склонов. Этот факт в значительной мере определяет и среднюю суточную величину этого параметра, особенно в тех случаях, когда он рассчитан при использовании данных метеостанций.

Связь температурного скачка с температурой воздуха хорошо прослеживается на одном отдельно взятом леднике, но она недостаточно тесная для совокупности ледников разных географических районов. На ледниках Тянь-Шаня (Голубина, Туюксу, Давыдова) при повышении температуры вне ледника от 2 до 12 °С величина скачка менялась от 0,5 – 1,0 до 2,5 – 3,0 °С. Его наибольшие значения (до 4 – 5°) получены на Памире, где высок температурный фон. На Тянь-Шане, Кавказе, Алтае величина этого показателя в среднем составляет 1 – 3°. В большинстве случаев для расчета температуры воздуха на высоте ледника использовались данные метеостанций, расположенных ниже ледников, что уменьшает достоверность полученных результатов.

Для климатологических расчетов температурного скачка на ледниках умеренных широт можно рекомендовать связь между температурой воздуха на леднике и вне его, установленную Н.В. Давидович (формула 3.4) по результатам исследований в Скандинавии, на Кавказе, Алтае, Тянь-Шане.

SUMMARY

1. Meso- and microclimate of mountain glaciers is formed by the influence not only of glacier as special form of ground surface, but by the influence of local circulation of valley breeze, mountain, glacier winds and sometimes — foehn of different types. The complex combination of these air streams determines "unoriginality" of glacier microclimate, in other words, its dependence on meteorological characteristics of the air mass, formed out of glacier borders. Therefore investigation of local circulation is important in mountain-glaciated regions for analysis of spacial variability of certain parameters, as well as their distinction on glacier and out of it, and as a result — their influence on the rate of snow and ice melting in different parts of glacier.

2. It was established in some studies of local circulation in the mountains, that valley and mountain circulation is generated as a result of thermal disturbance of specific volume field in different parts of valley due to warming or cooling of slopes, in consequence to this phenomenon closed system of air stream (depending on part of day — upward or downward) is formed. The other class of circulation movements is based on the law of "floatage" — it is catabatic wind in the night and anabatic one in the day-time. So, the nature of mountain and valley circulation is dual.

In the opinion of many scientists, the glacier wind also belongs to catabatic (downward) ones. The difference from the mountain wind consists in the fact, than glacier wind can flow during both day and night and has less power. The foehn, strictly speaking, is not local wind, but its display is local, depending on the relief. Foehn influence in the high mountains specifically on the glacier consists of the disturbance of diurnal changes of air temperature and moisture.

3. The main factors, contributing to development of mountain and valley circulation, are: a) horizontal distinctions in the temperature of different ground surface types also slopes (or ranges) and free atmosphere at the same height; b) change of relief characteristics in different parts of valley (slope angle, orientation); c) valley and glacier size; d) baring or snow cover of slopes; e) influence of general atmospheric circulation, especially of the valley has latitudinal position etc.

4. The investigations of A.H. Khrguian in the thirties — forties of the twentieth century, conducted on Zey and Bezengui glaciers (the Central Caucasus) gave the possibility to establish the typical peculiarities of glacier wind: a) its small thickness (50 – 100 m); b) at favorable weather conditions (high water vapor content) the origin of microfront, characterized by the layer of fog, which

moves along the glacier; c) considerable gustiness and small wind velocity (about 3 m/s).

In the day time the wind flow from warmed slopes is involved into zone of glacier wind. The valley stream with the thickness up to 1 km was sometimes noted over the layer of glacier wind. In the night and morning mountain wind is weaker and less stable, than the valley one in the day hours, but it is noted for any weather conditions.

5. The results of aerological serveys in the mountain-glaciated basin Aktru (Altay) showed that the complex flaking of flows was noted, influenced not only by glacier and valley winds, but by penetration of streams from another glaciers. In the day time the thickness of the glacier wind increased up to 50 – 100 m (maximum up to 200 m), its spreading along the glacier was connected with the rate of valley circulation. The greatest speed of glacier wind (in the average 3 m/s) was noted in the lower layer, close to glacier surface. As on Zey Glacier, here the strong downward movement (with the velocity of 6 – 100 cm/s) was observed in the stream of glacier wind. The results of radiosonde observations showed, that the layer of temperature inversion close to glacier achieved 50 m.

6. On Golubin Glacier (Kirguiz range, Tien-Shan) poly-layering of wind stream and regulare change of catabatic and valley wind is noted during the day and night (at stable weather conditions). At the same time great changeability of some layers thickness took place above the glacier and near it.

The catabatic wind is most stable at night and in the morning hours (probability 95%),it is characterized by the maximum speed for a day (4 – 5, sometimes up to 8 m/s), noted at the height about 10 m above glacier surface. The thickness of catabatic wind can come to 400 – 500 m. In the day time the thickness of glacier wind equals to 20 – 25 m, its velocity — to 1 m/s.

The valley wind is less stable by the time, that the mountain one, its thickness is 200 – 250 m. This fact is explained by the peculiarities of valley relief of Golubin Glacier, since its valley steeply breaks into the main valley of the Ala-Archa river. On the basis of average observations data the conclusion was made about existence of the zone of sharp increase of wind speed, changing during a day by the height (4 – 10 m), that is probably connected with the upper limit of close-surface inversion (Fig. 33).

7. The strongest development of mountain-valley circulation and glacier wind was noted during aerological surveys of the largest glaciers in the Middle Asia — Fedchenko and Zeravshanskiy. In this region the local circulation becomes complicated by the great amount of inlet glaciers. On Fedchenko Glacier the regular change of catabatic and valley winds happens only in its lower part (where the glacier surface is under moraine), and the thickness of catabatic (southern) wind totals only 100 – 300 m in the night and morning hours. In the layer of 300 – 600 m the northern winds prevail, above them — again southern one, which is evidently the mountain wind of the whole glacier. Its upper limit is 2000 m above glacier surface (higher the change to the western winds takes place), during all day its velocity is 5 – 7 m/s. In the middle and upper part of glacier the catabatic wind prevails through all day and night.

On Zeravshanskiy Glacier maximum thickness of the catabatic wind reached 300 m in the open (without moraine) ice area, in the day time the layer of glacier wind was of about 100 m and its velocity was 2 – 3 m/s. Here the local circulation veils by the general western movement of the air masses, which coincides with the glacier orientation. It should be emphasized, that on all studied glaciers the local winds as a rule filled the valley up to the level of surrounding ranges, and higher the western flows took place.

8. The local circulation was noted also on small glaciers of the Polar Urals. Thus, in the central part of Obruchev Glacier the catabatic wind occurred all day and night, and its thickness was 15 – 30 m, wind velocity equaled 2 – 4 m/s in the lower layer. Under intramass (not frontal) weather the stable air flow was recorded upper than 30 – 50 m, and it had the opposite direction (valley wind). The great reiteration of the glacier wind was noted also on IGAN Glacier.

9. In many mountain-glaciated regions the foehns of different types were recorded: in the Aktru basin there are cyclonic foehns, in the Elbrus region and on Marukh Glacier — foehns from the free atmosphere. In these cases one can noted the increase of wind speed, considerable decrease of absolute and relative content of moisture and rise (or slowing in falling) of air temperature in the evening and night hours, that leads to intensification of turbulent heat and water vapour exchange.

10. As a result of microclimatic investigations on some glaciers (Marukh, IGAN, Obruchev) is was established, that the temperature and other meteorological parameters in the lower 2-meter layer over the glacier surface is rather variable both in the horizontal and in the vertical direction and it sufficiently depends on the weather conditions, wind regime and mesorelief peculiarities. The most pronounced differences in the air temperature were registered on Obruchev Glacier: at the clear warm weather temperature changes between the centre and edges of this glacier (200 m) totaled of about 5° at the 2 m — level and up to 7° — at 0,25 m. In the centre of glacier the wind velocity was higher, than in its margin parts by 2 – 2,5 m/s (Table 3.2).

In the firn area of Marukh Glacier the considerable irregularity in the air temperature distribution was revealed, which took the form of exclusive areas of cold or warm air, alternating with each other at the distance of some tens of meters (Fig. 35). This phenomenon is stipulated by influence of the pass and high sharp walls of cirque on the wind regime, forming these exclusive areas.

11. In the limits of glacier the vertical temperature gradient (lapse rate) is determined mainly by the peculiarities of local air circulation and that's why it varies notably both in time (on the same glacier), and as a whole on different glaciers. After the special surveys in two sites in ablation area of Medvezhiy Glacier (altitudes interval is about 500 m) apparently extreme values of lapse rate were obtained for those cases, when the points of observations were situated in the same (valley or

mountain wind) and in different air masses (Fig. 36). In the average for 5 clear, warm days the lapse rate totaled for the valley wind in two points 0.87°/100 m, for catabatic wind — 0.51°/100 m, and when the sites were in different air masses — 1.40°/100 m.

On Marukh Glacier the results of long-term measurements in the firn and ablation areas (altitudes interval is about 400 m) showed, that lapse rate varied from 0.72°/100 m to 0.85°/100 m, when the air temperature in firn zone varied in the interval of 2 – 7 °C, that can testify to penetration of valley wind on the glacier. The fluctuations of this parameter are considerable for the different weather types: from 1.4 – 1.8°/100 m in the stable slight-cloudy weather to 0.4 – 0.6°/100 m for frontal conditions.

The lapse rate is close to 0.6°/100 m, when the catabatic winds prevail on entire glacier. For example, such results were received on Tuyuksu Glacier: 0.58 – 0.51°/100 m for the temperature interval 2 – 8 °C near its end. Below the end moraine the valley of this glacier steeply breaks (by 400 m), and the considerable bar for penetration of warm valley winds on the glacier is formed. Besides, the influence of cold north-western intrusions, coinciding in direction with the glacier orientation, should be taken into account.

Summarized by A.N. Krenke values of vertical temperature gradient on glaciers vary in the limits of 0.55 – 0.64°/100 m in different geographical regions (the Caucasus, Alps, Tien-Shan), that testifies on the whole to insignificant influence of local circulation on the formation of temperature regime on moderate latitudes glaciers.

12.Very close connection between the extent of cooling influence of glaciers and the intensity of local air circulation takes place. The detailed investigations, confirming this fact, were realized particulary in the Upper Svanetiya (the southern slope of the Central Caucasus) and Davidov Glacier (the Internal Tien-Shan). The cooling influence of catabatic wind lower of Halde Glacier terminus (the Upper Svanetiya) was registered in the night and morning hours, that was expressed by the decrease of lapse rate between the glacier and valley stations (the distance from glacier was 1.5 km, altitude interval 300 m) to zero, and the average for the whole day — only 0.37°/100 m. The increase of the vertical gradient between the valley station (2 km from Adishi Glacier, the same region, as Halde) and weather station Mestiya, distant to 25 km, may be the measure of cooling influence of catabatic winds. This index increased up to 0.79°/100 m for mountain winds and it totaled 0.62°/100 m, when valley wind took place near glacier.

As a result of investigations on Davidov Glacier it was established, that at weather station Tien-Shan (3614 m above s.l., 6 km from the point of measurements on the margin moraine, altitude interval 300 m) the night temperatures (19 p.m. — 6 a.m.) under clear weather were considerably lower (to 6 °C), that on moraine near glacier and by 4° lower, that on the glacier tongue. The average lapse rate between the weather station and the point on moraine varied in the interval of 0.37 – 0.18°/100 m, when the temperature at weather station is 2 – 10 °C. Thus the combined influence of great masses of cooled air displays, when there is considerable glacierized area and the weather station is situated at the bottom of wide flat valley.

13. The determination of "temperature jump", i.e., its difference as a result of measurements close to glacier surface and over rather distant ground area, hold the particular place in glaciological publications, since this problem is important for estimation of some glaciological parameters. The value of "temperature jump" depends on complex influence of some meteorological processes. The most important are the air cooling over glacier surface and its warming (in the day time) over the ground surface, free of snow or ice, as well as the character of local circulation, namely, the prevalence of catabatic or valley winds in some points of glacier, "cold lakes" forming, slope components of wind etc.

Two alternative methods to determine "temperature jump" exist. In basis of these methods the dependence of this parameter on different factors put in foundation: glacier size (Hodakov, Krenke) or air temperature (Davidovich, Voloshina and other authors). In the first case glacier width or its area is used as the main argument. In the second case the air temperature is applied and it is measured at the same height, as on glacier site, but out of zone of the glacier wind influence. If it is impossible to get such data, the temperature near glacier is estimated with lapse rate, typical for studied region. In both cases the mistakes are possible, caused by the position of observation point out of glacier.

The surveys of N.V. Davidovich showed, that the value of "temperature jump" is not constant over the glacier length, its maximum has to be in the upper part of ablation area, near the season snow line, and it is related with the damping of valley wind, also with the increase of glacier width here, and it is possible, other factors influence.

The value of "temperature jump" varies within the day, since it depends sufficiently on the change of local circulation flows and on gravitate flow of cold air from slopes. This fact determines to a considerable extent the average daily value of this parameter, especially in the cases, when it is estimated on the basis of weather station data.

The connection of "temperature jump" with air temperature is traced well on one separately studied glacier, but it is not close enough for the total combination of glaciers in different geographical regions. On the glaciers of the Tien-Shan (Golubin, Tuyuksu, Davidov) the value of "temperature jump" varied from 0.5 – 1.0° to 2.5 – 3.0 °C, if the air temperature out of glacier raised in the interval of 2 – 12 °C. The highest values of this parameter (up to 4 – 5 °C) were obtained in the Pamirs, where air temperatures are generally high. In the Tien-Shan, Caucasus and Altay this parameter value averages 1 – 3 °C. But it should be noted, that in majority of cases for temperature estimation at the height of glacier the data of weather stations were used, which are situated lower than glaciers, and this fact decreases the reliability of the obtained results.

For climatological estimations of "temperature jump" on the moderate latitudes glaciers it is advisable the correlation of air temperature on glacier and out of it, established by N.V. Davidovich (formula 3.4) on the basis of researches in Scandinavia, Caucasus, Altay, Tien-Shan.

Глава 4

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОЙ ИНФОРМАЦИИ ДЛЯ АНАЛИЗА И РАСЧЕТА ГЛЯЦИОЛОГИЧЕСКИХ ПОКАЗАТЕЛЕЙ

В предыдущих разделах мы уже подчеркивали тот факт, что изучение метеорологических процессов на ледниках и в прилегающей ледниковой зоне не только является самостоятельной задачей, но в значительной мере служит источником сведений для расчета ряда гляциологических параметров, имеющих практическое значение: слоя стаявшего снега и льда, высоты границы питания, стока с ледника и др.

Поскольку массоэнергообмен ледников в теплый период имеет практическое значение для определения стока и представляет собой более сложный процесс, чем накопление твердых осадков зимой, основное внимание исследователей всегда было сосредоточено на изучении расходной части баланса массы ледников.

Еще в XVIII — XIX вв. альпийской школой гляциологов были предприняты весьма успешные попытки связать отступание и наступание ледников с температурой воздуха и осадками — параметрами, наиболее доступными для измерения и понимания физических процессов. С начала XX столетия (впервые — в работах А.И. Воейкова) температура воздуха стала широко использоваться для расчета снеготаяния на равнине, а с 30 – 40-х годов — и в горах. Наиболее детальные исследования в горных районах Средней Азии были выполнены В.Л. Шульцем (1947, 1956, 1965), который ввел понятие температурного коэффициента таяния (K_t)* и рассчитал его величину для снега и льда. Ниже результаты этих работ будут изложены более подробно.

Изучение реальных источников тепла, определяющих таяние снега и льда на ледниках, было начато в 30-х годах нашего столетия Х. Свердрупом и другими представителями скандинавской школы гляциологов, а также П.П. Кузьминым в Средней Азии. Однако измерение составляющих радиационного баланса и в особенности параметров турбулентного обмена оказалось сопряженным с рядом технических и методических трудностей и поэтому ограничивалось лишь отдельными районами. Широкомасштабные и детальные наблюдения, организованные и проведенные в период Международного геофизического года (1957 – 1958) и особенно в течение Международного гидрологического десятилетия (1965 – 1974) и позднее на ряде репрезентативных ледников в разных точках земного шара, стали основой для установления эмпирических связей между метеорологическими и гляциологическими показателями и построения математических моделей не только в локальных, но и в региональных масштабах.

При дальнейшем изложении и анализе установленных связей их деление на одно-, двух- и многофакторные носит условный характер, так как метеорологические показатели в эмпирических формулах не всегда служат предикторами в установлении функциональных зависимостей, а нередко — лишь статистическими переменными.

Особого внимания заслуживает анализ синоптических ситуаций или типов погоды, определяющих разную интенсивность аккумуляции и абляции ледников. Этот метод позволяет представить сложное взаимодействие метеорологических показателей в синтезированном виде, но он нуждается в дальнейшей разработке, так как типизация синоптических процессов обычно выполняется лишь для обширных регионов, соизмеримых с масштабом самих циркуляционных ячеек, а протяженность ледникового района обычно меньше.

В то же время пока не найдены достаточно точные способы учета рельефа — абсолютной высоты, экспозиции склонов, закрытости горизонта хребтами. В горах формируются местные условия погоды, а также локальные особенности теплового режима и составляющих баланса массы ледников. Все это вносит элементы неопределенности при оценке количественных связей.

4.1. Одно- и двухпараметрические связи

В многочисленных работах, посвященных расчету гляциологических показателей с использованием метеорологической информации, применяются, как правило, два основных параметра — температура воздуха и радиационный баланс (либо баланс коротковолновой радиации). При этом существуют разные точки зрения по данному вопросу. Некоторые специалисты (например, П.П. Кузьмин, 1948) считают расчеты таяния по температуре воздуха ненадежными, поскольку слой стаявшего снега или льда, приходящийся на один градус положительной температуры воздуха, меняется в очень широких пределах как во времени, так и в пространстве. Другие авторы (например, А.Н. Кренке и В.Г. Ходаков, 1966) установили, что связь абляции с радиационным теплом характеризуется значительно меньшими коэффициентами корреляции, чем температура воздуха. По мнению третьей группы исследователей, наиболее точные результаты расчетов гляциологических показателей дает совместное использование как температуры воздуха, так и радиационного баланса (например, Дроздов, Мосолова, 1970, 1973*а*; Коновалов, 1972*а*, 1978, 1979; Ходаков, 1978 и др.).

*K_t — это количество растаявшего снега и льда, приходящееся на 1° положительной средней суточной температуры воздуха.

Температура воздуха получила большое распространение в качестве индикатора слоя стаявшего снега или льда потому, что она легко и надежно определяется, в то время как измерение и расчет компонентов теплового баланса требует значительных усилий, большого числа приборов, а результаты относятся лишь к тому пункту, где проводились наблюдения. Кроме того, как указывалось в главе 2, до сих пор не разработана достаточно надежная модель расчета характеристик турбулентного тепло- и влагообмена в условиях глубоких температурных инверсий на горных ледниках.

По нашему мнению, в определенных условиях температура воздуха может быть индикатором общего поступления тепла, особенно при относительно высоких ее значениях, что находит отражение в следующих процессах: 1) турбулентный поток тепла к поверхности ледника при температуре воздуха выше 8 – 10 °С может быть сопоставим с величиной радиационного баланса; 2) в этих случаях испарение часто уступает место конденсации, дающей дополнительное тепло для таяния; 3) противоизлучение атмосферы превышает излучение поверхности ледника, и баланс длинноволновой радиации становится положительным; 4) поверхность ледника не замерзает в ночное время суток или промерзает лишь его тонкий слой, и утром на прогревание до 0 °С затрачивается незначительное количество радиационного тепла. Отметим также географический аспект — роль температуры воздуха возрастает в тех регионах, где летом велика облачность, препятствующая поступлению прямой солнечной радиации, а также в тех случаях, когда ледники располагаются на небольших абсолютных высотах (например, Полярный Урал).

В.Л. Шульц (1947, 1956) обосновывает актуальность расчета снеготаяния по температуре воздуха трудностями в измерении компонентов радиационного баланса в условиях разной закрытости горизонта, большой изменчивостью альбедо и метеорологических элементов, необходимых для расчета характеристик турбулентного обмена. Автор подчеркивает, что, поскольку поверхностное таяние определяется тепловым балансом, связь таяния с температурой воздуха может быть устойчивой лишь в том случае, если температура в какой-то мере отражает баланс тепла или хотя бы приход суммарной радиации. Можно заранее предположить, отмечает В.Л. Шульц, что для коротких интервалов времени температура не может быть хорошим показателем теплового баланса или солнечной радиации вследствие возможного вторжения холодных масс.

При исследовании температурного коэффициента таяния в разных аспектах В.Л. Шульц использовал большой экспериментальный материал за 1949 – 1959 гг.: наблюдения за таянием снежников и ледников с одновременными измерениями температуры воздуха проводились на 33 объектах в интервале высот 1800 – 3700 м, на склонах разных ориентаций, в диапазоне средних суточных температур от -2 до 27 °С. Эти наблюдения охватывали значительную территорию Средней Азии — от Чаткальского хребта на Западном Тянь-Шане и бассейна р. Малой Алматинки в Заилийском Алатау до западных отрогов Зеравшанского хребта.

Наиболее важные результаты этих работ состоят в следующем:

1) температурный коэффициент таяния не остается постоянным при разных значениях температуры воздуха, с ее повышением K_t уменьшается. Вид связи слоя стаявшего снега и льда с температурой воздуха (а следовательно и значения K_t) на разных объектах различен, что обусловлено их локальными особенностями и условиями погоды. Так, на леднике ИМАТ величина K_t изменялась от 21,2 мм/град при средней суточной температуре 0,5 °С до 6,1 мм/град при 15 °С;

2) расчеты снеготаяния по температуре воздуха за отдельные сутки не отличаются большой точностью: при среднем стаивании 5,5 мм/град ошибки могут достигать ±35%. С увеличением периода осреднения до 5 дней ошибка уменьшается до 20%, за декаду — до 7%;

3) при средней суточной температуре воздуха ниже 5 °С расчетное стаивание снега становится ненадежным, особенно в тех случаях, когда температура меняет знак в течение суток;

4) расчеты K_t и слоя стаявшего снега с достаточно высокой точностью могут быть сделаны только за длительный период по водосборам, по разным высотным поясам, но не для отдельных объектов.

В период МГГ, МГД и в последующие годы предпринимались многочисленные попытки установления связей между температурой воздуха и абляцией снега и льда на ледниках разных регионов. По расчетам многих авторов, для температурного коэффициента таяния характерны колебания в пространстве и в разные временны́е интервалы, а также наличие процесса таяния при отрицательных суточных и декадных температурах воздуха. Так, И.М. Лебедева (1972) отмечала дневное таяние на леднике Акбайтал (Восточный Памир) на высоте 5100 м при средней суточной температуре -8 °С и максимальной не выше -3 °С.

Картина изменения K_t на разных ледниках умеренных и арктических широт в обобщенном виде представлена в ряде работ (Коновалов, 1972*а*; Котляков, 1968; Кренке, Ходаков, 1966). В них показано, в частности, что не только значения температурного коэффициента таяния, но и его повторяемость в разных пределах могут существенно изменяться на разных ледниках в одном и том же горном районе. Так, на леднике Пахтакор (Западный Тянь-Шань, 3520 м) K_t, вычисленный по скользящим декадам, менялся в пределах от 10,5 до 28 мм на 1 °С, причем наибольшая повторяемость приходилась на величины K_t в интервале 21 – 24,5 мм (средняя суточная температура воздуха в период наблюдений была ниже 5 °С). На леднике Аютор-2 (3120 м) в том же районе все изменения K_t лежат в меньших пределах (от 5,0 до 6,8 мм), что, по-видимому, связано с иными

условиями погоды, в частности, с более высокой температурой воздуха.

В арктических районах (Новая Земля, Земля Франца-Иосифа, Гренландия) при средних суточных температурах, близких к 0 °С, K_t чаще всего колеблется в пределах 10 – 20 мм на 1 °С.

Для интерпретации и более четкого понимания физических процессов , обусловливающих неустойчивость температурного коэффициента таяния, весьма полезной может быть работа Л.А. Живкович (1964), в которой наглядно показана зависимость этого показателя от средней суточной температуры воздуха при разных значениях радиационного баланса. Казалось бы, хаотичное изменение K_t, изображенное на рис. 39, имеет простое объяснение при рассмотрении его с учетом изолиний радиационного баланса: при низких температурах таяние определяется лишь радиационным балансом, поэтому небольшие величины коэффициента таяния соответствуют незначительному радиационному балансу и наоборот. С повышением температуры воздуха до 10 °С и более роль радиационного тепла перестает быть доминирующей, и значительный вклад вносит турбулентный тепло- и особенно влагообмен, т.е. тепло конденсации. Кроме того, при низких температурах имеет место ночное выхолаживание поверхности ледника в результате более слабого противоизлучения атмосферы, и часть радиационного тепла затрачивается на утреннее прогревание верхнего слоя.

Некоторые исследователи (например, Черкасов, Зенкова, 1966; Коновалов, 1972*а*; Плеханов, 1979) отмечали зависимость температурного коэффициента таяния от облачности, что также обусловлено различиями в радиационном балансе.

Резюмируя изложенное, подчеркнем, что при расчетах температурного коэффициента таяния необходимо иметь в виду его временну́ю и пространственную изменчивость, а также неоднозначность связи как с температурой воздуха, так и с параметрами, определяющими приходо-расход радиационного и турбулентного тепла.

Наибольшее распространение среди гляциологов получила формула расчета общей величины сезонной абляции по средней температуре воздуха на леднике за три летних месяца (Ходаков, 1965*б*; Кренке, Ходаков, 1966). При выводе этой формулы были использованы данные непосредственных измерений на большом количестве ледников в разных географических районах бывшего СССР. Для увеличения диапазона метеорологических условий привлекались также результаты наблюдений за таянием некоторых снежников на Полярном Урале и в Средней Азии. Кривая, построенная на основе этих данных, описывается формулой*

$$A = (t + 9{,}5)^3 , \qquad (4.1)$$

где A измеряется в мм слоя воды. Среднее квадратическое отклонение A составляет 560 мм.

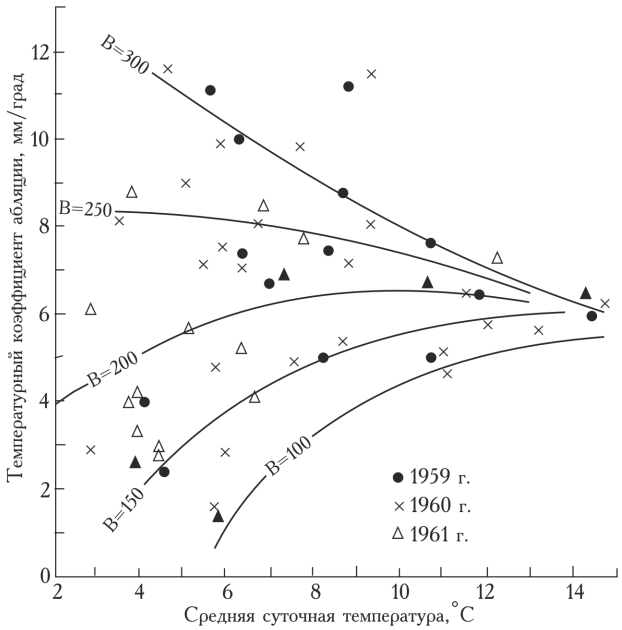


Рис. 39. Связь температурного коэффициента таяния (мм/град.) со средней суточной температурой воздуха и радиационным балансом B, кал/(см^2·сут), ледник ИГАН

Fig. 39. Relationship of melting temperature coefficient (mm/grad.), mean daily air temperature and net radiation B, cal/(cm^2·day), IGAN Glacier

В дальнейшем это уравнение было модифицировано для отдельных регионов — менялись величина свободного члена (9,5) и показателя степени. Так, для условий ледника Туюксу (Вилесов, Гужавина, 1988) эта формула приобретает вид:

$$A = (t_л + 11{,}83)^3 . \qquad (4.2)$$

Для ледника Абрамова (Камнянский и др., 1985) наилучшие результаты расчета абляции были получены по формуле

$$A = (t_л + 8{,}03)^{3{,}47} , \qquad (4.3)$$

в то время как величины абляции, рассчитанные по формуле, предложенной Ходаковым и Кренке, оказались заниженными.

В формуле Ходакова-Кренке средняя температура воздуха на леднике за июнь — август использована в качестве относительной, обобщенной и интегральной характеристики всех источников тепла, израсходованного на абляцию. Такой подход к поискам эмпирического эквивалента зависимости $A = f(t)$ позволяет избежать применения неопределенного и неустойчивого коэффициента стаивания на один градус положительной средней суточной температуры воздуха.

Наряду с большим количеством последователей этой формулы, в литературе высказывались и критические замечания в ее адрес. Так, О.А. Дроздов и Г.И. Мосолова (1973*б*) подчеркивают, что "...нали-

* Здесь и далее в тексте обозначения параметров сохранены в том виде, как они даются авторами.

чие корреляции в пространстве не гарантирует связи во времени, а совместное использование пространственных и временны́х связей законно и целесообразно лишь при одновременном анализе смысла получаемых зависимостей" (с. 91). Отмечается, что А.Н. Кренке и В.Г. Ходаков при обработке данных искусственно расширили диапазон колебаний температуры по сравнению с теми, которые наблюдаются на ледниках одного района. При объединении в один ряд разных климатических условий и различных по размеру ледников колебания температуры настолько увеличиваются (особенно за счет повышения ее на снежниках), что она начинает определять большую часть таяния. Но это не означает, что расчеты таяния по температуре для какого-то пункта или отдельного ледника становятся точнее. Ошибки расчета остаются теми же, поскольку рост коэффициента корреляции сопровождается ростом дисперсии.

Применение формулы Ходакова-Кренке целесообразно для расчетов средней многолетней величины абляции, как это было сделано, в частности, при составлении карт абляции-аккумуляции на высоте границы питания в Атласе снежно-ледовых ресурсов мира. А.Н. Кренке (Дополнения..., 1980) рекомендует новую глобальную формулу

$$A = 1{,}33(t + 9{,}66)^{2{,}85} . \qquad (4.4)$$

В этом виде формула используется при отсутствии возможности вывода региональной зависимости. Средняя взвешенная ошибка расчета A по формуле (4.4) составляет 495 мм (т.е. меньше, чем для формулы (4.1).

Г.Е. Глазырин (1985) использовал кривую связи температуры и абляции, полученную А.Н. Кренке и В.Г. Ходаковым, для расчета осредненных значений температурного коэффициента таяния, применение которых дает те же величины годовой абляции, что и обсуждаемая нами формула. Для средней летней температуры в интервале от -8 до +12 °С приводятся величины абляции, рассчитанные по двум формулам: $A = (t + 9{,}5)^3$ и $A = 1{,}33(t + 9{,}66)^{2{,}85}$ и соответствующие им температурные коэффициенты таяния K_t. Для отрицательных температур воздуха значение K_t меняется от 220 (t = -8 °С) до 11, 9 (t = -1 °С) . В интервале 0 – 2 °С величина K_t уменьшается от 9,3 до 6,8 мм/град, а от 3 до 12 °С изменения уже невелики — от 6,8 до 5,4 мм/град. Г.Е. Глазырин делает вывод, полностью совпадающий с нашим, о том, что использование температурного коэффициента таяния, как и формулы Ходакова-Кренке, в целом возможно лишь для общих приблизительных оценок за весь период абляции, поскольку в конкретные дни и для отдельных частей ледника главная роль принадлежит основным факторам, формирующим тепловой баланс его поверхности.

Во многих исследованиях температура воздуха использовалась для расчета высоты фирновой линии. Так, для ледника Туюксу Н.Н. Пальгов (1968) получил хорошие связи между высотой фирновой линии $Ф$ и суммой средних месячных температур воздуха t_c за май — сентябрь:

$$Ф = 3542 + 18{,}6t_c , \qquad (4.5)$$

или со средней температурой за тот же период, приведенной к средней высоте ледника. Для этого использовалась температура воздуха по ближайшей метеостанции Мынжилки:

$$Ф = 3365 + 74{,}6t_{V-IX} . \qquad (4.6)$$

В первом случае коэффициент корреляции равнялся 0,84, средняя квадратичная ошибка ±31 м, во втором — 0,71 и ±41 м.

Е.Н. Вилесов и В.Н. Уваров (1990) показали возможность определения годовой абляции ледника Туюксу по связи ее только с температурой воздуха летних месяцев на опорной метеостанции Мынжилки. Вначале была получена серия уравнений в виде полиномов третьей степени для расчета абляции, годового баланса массы и высоты границы питания. Затем была установлена достаточность линейной аппроксимации, и величина абляции рассчитывалась по ее корреляции с температурой воздуха за июнь — июль (г/см^2):

$$Аб = 40{,}7t_{VI-VII} - 134{,}6 . \qquad (4.7)$$

Затем в расчет были включены и летние осадки, нередко выпадающие на этом леднике в твердом виде и замедляющие интенсивность абляции. Это несколько повысило точность расчетов:

$$Аб = 29{,}7t_{VI-VII} - 0{,}258P_{VI-VII} + 11{,}7 . \qquad (4.8)$$

Статистическая оценка расчета абляции по формуле (4.8) показала, что относительная погрешность составляет 14%. Поскольку временна́я изменчивость годовой аккумуляции $Ак$ в этом ледниковом районе невелика (коэффициент вариации для 28-летнего ряда равен 0,13), годовой баланс массы рассчитывался по уравнению регрессии

$$B = 156 - 1{,}4Ак . \qquad (4.9)$$

Относительная ошибка расчета годового баланса массы таким методом составила 23,7%. Приведенные выше формулы были использованы авторами для прогноза годового баланса массы за 1984/85 и 1985/86 гг. Расхождения с результатами прямых измерений составили в первом случае 14%, во втором — 4%.

Температура воздуха по наблюдениям на ближайших к леднику и более отдаленных метеостанциях нередко используется для реконструкции годового баланса массы ледников за длительный период. Примером могут служить работы В.Г. Ходакова (Оледенение Урала, 1966) и Е.Н. Вилесова и Е.А. Гужавиной (1988).

В первом случае баланс массы был рассчитан при использовании данных о температуре воздуха за теплый и холодный сезоны путем приведения их к длинному ряду по нескольким метеостанциям. Таким способом ежегодные данные о годовом балансе массы и его составляющих для ледника ИГАН были получены за 1818 – 1963 гг.

Во второй из названных работ для реконструкции баланса массы ледника Туюксу использовались температура воздуха за май — сентябрь и связь баланса массы с высотой границы питания, а также линейная зависимость годового баланса массы от абляции. Восстановлен ряд гляциологических параметров с 1878/79 г. — высота границы питания, годовые значения абляции, аккумуляции и баланса массы.

Результаты наиболее детальных исследований, посвященных поискам одно- и двухфакторных связей метеорологических параметров и слоя стаявшего снега изложены в работах В.Г. Коновалова (1978, 1979, 1983). Объем выборки очень большой — были использованы данные наблюдений по 14 ледникам Средней Азии в диапазоне высот от 3,0 до 4,2 км, причем на некоторых из них работы проводились в течение нескольких лет.

Задача заключалась в оценке применимости основных метеорологических параметров для получения региональных формул расчета слоя стаявшего снега и льда с минимальной погрешностью за периоды разной продолжительности. В качестве таких предикторов были выбраны ежедневные значения баланса коротковолновой радиации, радиационного баланса, температуры воздуха, общей облачности, абсолютной и относительной влажности воздуха, осредненные за периоды 10, 20, 30 и 40 дней.

Парные коэффициенты корреляции из перечисленного набора показателей представлены в виде гистограмм распределения и матриц взаимной корреляции осредненных переменных за 10 – 20 и 30 – 40 дней. Основные выводы из анализа этих материалов сводятся к следующему. Общая форма графиков, а главное, абсолютные значения градаций, где находится максимум повторяемости (мода), сохраняются независимо от промежутка времени — наибольшая повторяемость коэффициента связи таяния с радиационным балансом находится в интервале более 0,9: с $B_к$ — 0,8 – 0,9, с температурой воздуха — 0,4 – 0,5. Отсюда следует, что рассматриваемые в работе зависимости правильно и объективно отражают картину причинно-следственных связей между используемыми переменными, другими словами, они физически обусловлены.

Связь таяния с осредненными значениями метеопараметров выражена более высокими коэффициентами корреляции: с радиационными членами — около 0,9, с температурой воздуха — около 0,8. С облачностью и абсолютной влажностью связь отсутствует — коэффициент корреляции близок к нулю.

Тот факт, что коэффициенты корреляции осредненных значений таяния и температуры воздуха существенно выше, чем мода, а также увеличение их с ростом периода осреднения свидетельствуют о статистически значимом характере связи и возможности использования ее в тех пределах выборки, по которой определены параметры регрессии.

Самостоятельное значение (этот вопрос нередко обсуждается в гляциологической литературе), имеет зафиксированная В.Г. Коноваловым устойчивая связь между температурой воздуха и радиационным балансом (коэффициент корреляции близок к 0,7). Это объясняется преобладанием радиационных типов погоды в условиях малой облачности и значительной тепловой трансформации воздуха, характерных для большей части ледниковых районов Средней Азии, особенно Памира. Однако вряд ли такая тесная связь радиационных характеристик и температуры воздуха может быть установлена в более облачных и холодных регионах.

Из 12 формул, представленных В.Г. Коноваловым (1978, с. 52), мы выбрали одно- и двухфакторные региональные формулы расчета таяния W, дающие минимальную погрешность.

Период осреднения 10 дней:

[redacted] (4.10)

[redacted] (4.11)

Период осреднения 30 дней:

$$W = 0{,}014B - 0{,}35, \qquad (4.12)$$

$$W = 0{,}0094B_к + 0{,}290t - 0{,}87. \qquad (4.13)$$

Здесь W измеряется в г/(см^2·сут), $B_к$ и B — в кал/(см^2·день), t — в °С.

Многомерный регрессионный анализ полученных зависимостей позволил автору сделать следующие выводы:

а) включение второй переменной в уравнение регрессии, если первая переменная B или $B_к$, приводит к значимому эффекту только в случае использования $B_к$;

б) присутствие второго аргумента (температура воздуха или относительная влажность) при наличии B не является необходимым, так как объясняемая доля дисперсии функции возрастает всего на 2%;

в) исключение из анализа B или $B_к$ существенно ухудшает сводные коэффициенты корреляции, получаемые из оставшихся переменных.

В более поздней работе В.Г. Коновалова (1983) для региональных расчетов таяния в гляциальных областях Средней Азии использована формула (4.11). В этой работе приводятся суточные и декадные величины отклонений таяния, рассчитанного по формуле (4.11), от фактического по 9 ледникам Средней Азии. При интенсивности таяния 29 – 68 мм за сутки среднее квадратическое отклонение составляет 9 – 20 мм, а коэффициент вариации — 0,30 – 0,50, что свидетельствует об относительно невысокой точности расчетов.

Нетрадиционный подход к анализу основных показателей, применяемых при расчетах таяния за короткие периоды, — баланса коротковолновой радиации и температуры воздуха — предложен в работах О.А. Дроздова и Г.И. Мосоловой (1970, 1973*а*). По результатам наблюдений в климатически неоднородных географических регионах: Полярный Урал, Джунгарский Алатау, Памир и Памиро-Алай — рассматриваются связи таяния снега и льда, температуры воздуха и поглощенной солнечной радиации за периоды осреднения 5 – 10 дней. Данные представлены в графической форме — изоплеты таяния как функции температуры и $B_к$ в совместном виде (см. рис. 30 в разделе 2.3) и в отдельности при неизменном значении одного из параметров (рис. 40).

Здесь уместно отметить, что баланс коротковолновой радиации — прямой источник тепла для таяния, а температура воздуха — опосредованный, включающий в себя влияние турбулентного теплообмена, эффективного излучения, продолжительности дневного периода абляции, типа погоды. Поэтому такой вид анализа весьма условен и не способствует выяснению причин абляции. На основе рис. 40 легко показать, что предлагаемая авторами однофакторная связь таяния с $B_к$ (полученная по наблюдениям на ледниках Памиро-Алая) типа

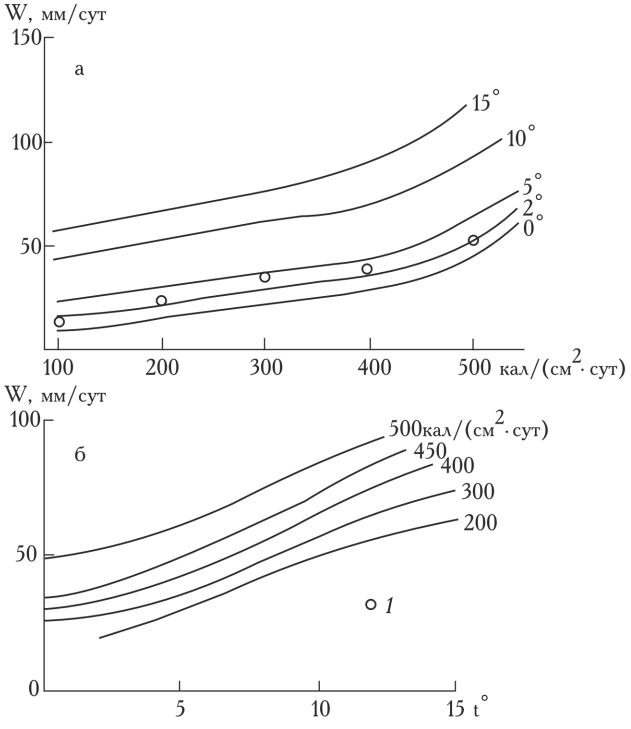


Рис. 40. Связь суточного таяния W с балансом коротковолновой радиации B_k при постоянном значении температуры воздуха (а) и с температурой воздуха при постоянном значении B_k. 1 — W, рассчитанное по формуле (4.14) (Дроздов, Мосолова, 1970)

Fig. 40. Relationship of melted layer W and short-wave radiation balance B_k under constant air temperature (а) as well as with air temperature under constant B_k (б). 1 — W, calculated by formula (4.14)



(4.14)

(где $B_к$ — в кал/(см^2·сут), r=80 кал/г) применима лишь в узком диапазоне температурных условий. При подстановке в нее значений $B_к$ от 100 до 500 кал/см^2 мы получили следующие величины затрат тепла на таяние rW и самого таяния W:

$B_к$, кал/см^2	100	200	300	400	500
rW, кал/см^2	110	192	274	356	438
W, мм	14	24	34	44	55

Расчетные значения W для разных величин $B_к$, помещенные нами на рис. 40*а*, наглядно демонстрируют, что формула (4.14) может использоваться с минимальной погрешностью лишь при температурах воздуха 0 – 3 °С.

Рисунки 30 и 40 иллюстрируют ненадежность связи только с одним из используемых параметров, поскольку каждый из них достаточно сильно влияет на таяние при неизменном значении другого. Столь же убедительно этот рисунок показывает и природу неустойчивости температурного коэффициента таяния. И наконец, рис. 40 демонстрирует в целом локальную и ограниченную во времени применимость эмпирических расчетов абляции, в которых используется лишь температура воздуха или радиационная характеристика.

Зависимость среднепентадных и среднедекадных температурных коэффициентов таяния от температуры воздуха и баланса коротковолновой радиации получена В.Г. Ходаковым (1978) для снежника в районе р. Бол. Хадата (Полярный Урал). Величина общего коэффициента таяния выражается следующей формулой:



(4.15)

Из этой формулы следует, что даже при постоянном (но не равном нулю) значении $B_к$ величина K_t с изменением температуры меняется примерно по гиперболическому закону.

Значимость роли радиационного фактора в величине слоя стаявшего снега и льда была также показана В.Г. Ходаковым. В той же работе представлены графики связи средних летних температур воздуха, сумм поглощенной солнечной радиации и слоя стаявшего снега или льда на основе данных непосредственных измерений за июнь — август в разных районах (рис. 41).

Данные табл. 4.1. показывают, что использование лишь осредненной линии связи (соответствующей примерно значению B=20 ккал/см^2), т.е. без учета различий $B_к$, привело бы к ошибкам в определении величины абляции в 1,3 – 1,5 раза.

Баланс коротковолновой радиации и радиационный баланс, несмотря на техническую простоту и высокую точность измерений, при суммировании за

Таблица 4.1

Величина летней абляции (г/см^2) в зависимости от температуры воздуха и коротковолновой радиации (в соответствии с графиком В.Г. Ходакова)
Summer ablation values (g/cm^2) depending on air temperature and short-wave radiation (in conformity with the graph of V.Y. Khodakov)

$B_к$, ккал/см^2	Температура воздуха, °С					
	2	4	6	8	10	12
10	80	150	250	400	550	750
20	150	260	400	560	760	1000
35	250	390	530	740	970	1350

день, сутки или более длительные периоды, определяются с большими погрешностями (Москаленко, 1985). Это связано с отсутствием непрерывной регистрации их составляющих, значительными колебаниями в течение дня облачности, ненадежностью измерения в горах продолжительности солнечного сияния с помощью гелиографа (он предназначен лишь для работы на небольших абсолютных высотах), приблизительностью оценки среднего за день альбедо, его изменчивостью даже на небольших участках ледника и рядом других причин. Поэтому во многих случаях точность измерений и расчетов радиационных параметров может существенно повлиять на тесноту их связей с таянием, из-за чего искусственно завышается роль температуры, измерения которой более просты и надежны.

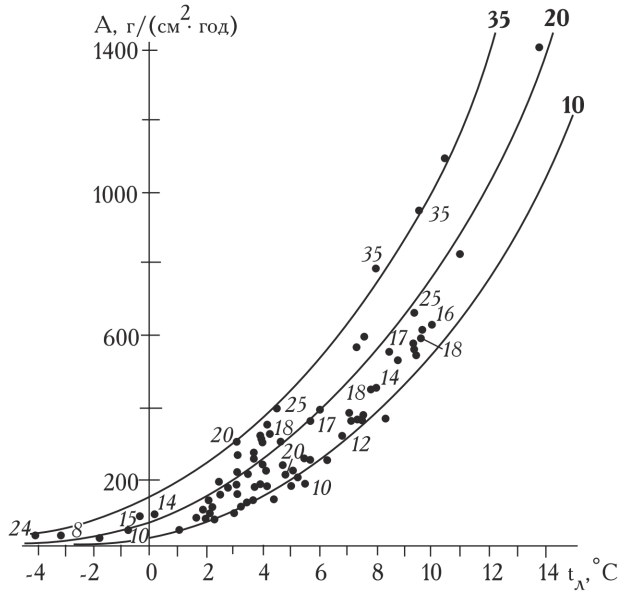


Рис. 41. Связь годовой абляции ледников и снежников A со средней летней температурой воздуха $t_л$ и балансом коротковолновой радиации B_k за июнь — август (числа у точек и на изолиниях, ккал/см^2) (Ходаков, 1978)

Fig. 41. Relationship of annual ablation of glaciers and snow fields A with the mean summer air temperature $t_л$ and short-wave radiation balance for June — August B_k (numbers near points and curves, kcal/cm^2)

Для реконструкции баланса массы и других гляциологических показателей некоторые авторы использовали так называемый индекс баланса, включающий в себя в том или ином виде суммарные или осредненные значения температуры воздуха и атмосферных осадков по ближайшей к леднику метеостанции за большой период лет.

Так, В.Г. Коновалов (1979) предложил индекс, который он использовал, в частности, для определения высоты границы питания z_{max} как показателя баланса массы ледника на основе известных соотношений:

Автор отмечает, что аргументы правой части могут быть заменены переменными-индексами, которые имеют "очевидную генетико-статистическую связь с заменяемыми аргументами, и, во-вторых, что не менее важно, являются элементами режимной метеорологической информации" (с. 62).

(4.16)

где I_b _ индекс баланса, X_i и X_{cp} — суммы осадков за период аккумуляции в i-том году и в среднем, а t_i и t_{cp} — средняя температура воздуха за период абляции в i-том году и в среднем за многолетний период на ближайшей к леднику метеостанции. По мнению автора, "...допустимость использования температуры и осадков при условии репрезентативности метеорологической информации в качестве индексов, характеризующих аккумуляцию и абляцию, сомнений не вызывает. Тогда их безразмерная разность I_b приобретает смысл относительной оценки годового бюджета гляциальной области" (с. 62). Теснота связи между I_b и суммарным таянием улучшается при введении в него аномалий сумм средних баллов общей облачности за май — сентябрь. В.Г. Коновалов использовал величину I_b для установления связей с высотой границы питания ледников и с суммарным расходом некоторых рек Средней Азии.

А.Н. Кренке и В.С. Попова (1974) рассчитали модификацию баланса массы для ледников массива

Казбеги за большой период, используя температуру и осадки, приведенные к одному длинному ряду (1873 – 1972 гг.) по нескольким близлежащим метеостанциям, имеющим разные периоды наблюдений. Индекс *B*, пропорциональный балансу массы, для высот 3600 и 2500 м (положение фирновой линии и концов ледников) был получен по формуле



(4.17)

где $X_З$ – осадки за период аккумуляции (сентябрь — май), *А* — летняя абляция, вычисленная по формуле Ходакова-Кренке, $T_л$ — средняя летняя температура воздуха. Осадки на высоте 3600 м принимались равными их величине на метеостанции Казбеги высокогорная (3641 м), на высоте 2500 м — как среднее между этим пунктом и метеостанцией Кармадон (1480 м). Значения индекса баланса для двух указанных высот приводятся в работе в виде сглаженных величин по пятилетиям. Сопоставление расчетных и измеренных (1966 – 1969 гг.) значений баланса массы на высоте 3600 м дало удовлетворительные результаты.

Г.Е. Глазырин (1985) предложил индекс баланса, в основе которого лежит использование формулы Ходакова-Кренке и того факта, что на высоте границы питания ледника годовая аккумуляция равна годовой абляции:



(4.18)

Здесь , т.е. отношению средней аккумуляции на высоте границы питания к среднему количеству осадков за гидрологический год на высоте базовой метеостанции. Таким образом, по мнению автора, учитывается концентрация осадков на леднике и доля твердых осадков в их общей сумме. При использовании величин температуры и осадков на базовой метеостанции для таких расчетов их надо вначале сравнить с температурой и осадками, измеренными на леднике или вблизи него, чтобы быть уверенным в репрезентативности метеостанции для отражения климатических условий исследуемого ледника. Другими словами, надо убедиться в том, что колебания температуры и осадков на метеостанции и вблизи ледника синхронны.

Чтобы оценить возможность применения трех описанных выше индексов для приблизительной оценки баланса массы, мы сделали соответствующие расчеты за 29 лет по леднику Туюксу и ближайшей метеостанции Мынжилки, расположенной в 3 км от ледника на абсолютной высоте 3017 м. Во всех случаях связь между индексом баланса и годовым балансом массы оказалась весьма тесной, но недостаточной для реконструкции баланса: абсолютная ошибка в 70 – 80% случаев равна ±50 г/(см^2·год), коэффициенты корреляции по Коновалову, Кренке и Глазырину равны, соответственно, 0,68; 0,77 и 0.83. Разброс точек на графике можно объяснить двумя обстоятельствами — в первом случае (по Коновалову) не учтены летние осадки, которые в этом районе играют существенную роль в формировании годового баланса массы. В двух других случаях использование формулы $Аб=(t_л+9,5)^3$, по-видимому, дает искаженные результаты в связи с тем, что в этой формуле количественные параметры (9,5 и кубическая степень) не соответствуют региональным.

Примером чисто статистического подхода к поиску связей между гляциологическими и метеорологическими показателями может служить работа A. Letreguilly (1988), основанная на результатах измерений летнего b_s, зимнего b_w и годового b_a баланса массы и высоты границы питания *ELA* на трех ледниках Западной Канады: Пейто, Плейс и Сентинел в 1966 – 1984 гг. Эти данные были сопоставлены с температурой воздуха и атмосферными осадками на 6 метеостанциях, расположенных как вблизи ледников, так и на значительном удалении (до 200 км).

При этом суммирование осадков, а также среднего минимума и максимума температуры воздуха проводилось за разное число месяцев: осадки — от одного до двенадцати в течение гидрологического года (октябрь — сентябрь), температура воздуха — с мая по сентябрь. Для каждой метеостанции были рассчитаны 66 серий осадков и по 10 серий минимальных и максимальных температур. Степень связи гляциологических и метеорологических параметров оценивалась путем расчета парных коэффициентов корреляции между всеми названными показателями. Таким способом оценивалась степень важности одной метеорологической переменной в колебаниях баланса массы или других гляциологических параметров. Однако на баланс массы одновременно могут влиять несколько метеорологических элементов. Чтобы оценить комбинированный эффект влияния температуры и осадков, использовались множественные коэффициенты корреляции. В процессе обработки было установлено, что бóльшая часть коэффициентов корреляции (из 1557 простых и 1500 множественных) оказалась незначимой на 5%-ном уровне. Отмечается, что для серии из 19 лет коэффициент корреляции значим на 5%-ном уровне, если он выше 0,44 для простой линейной регрессии и выше 0,56 для двойной регрессии.

В процессе анализа полученных статистических материалов наиболее удовлетворительные связи были найдены для разных гляциологических показателей, ледников и метеостанций, т.е. эти связи имеют локальный характер. Так, для ледника Пейто наилучшая корреляция наблюдается между минимальными летними температурами и годовым балансом массы (или высотой границы питания *ELA*) со станцией Джаспер. Годовой баланс коррелируется с летними температурами лучше, чем летний. Осадки мало или совсем не связаны с b_a или *ELA*. И наконец, данные ближайших к леднику метеостанций не показывают улучшение корреляции, что может быть вызвано влиянием стоковых ветров, формирующих более низкие температуры

в долине. Наоборот, наиболее тесная связь зафиксирована с наиболее удаленной (на 200 км) станцией. Отклонения от нормы температуры за июнь — июль больше влияют на баланс массы, чем колебания осадков.

При рассмотрении связей за разные периоды наилучшие были отмечены для 1966 – 1975 гг., что может быть обусловлено большей детальностью наблюдений в период МГД, так как позднее часть шурфов на леднике Пейто была потеряна и это могло повлиять на точность определения гляциологических параметров.

Для ледников Плейс и Сентинел зимние осадки, в отличие от ледника Пейто, хорошо коррелируются с годовым балансом массы, причем за разные интервалы времени, но обязательно включающие месяцы с максимумом осадков: ноябрь, декабрь и январь.

В результате статистического анализа была предпринята попытка реконструировать баланс массы по данным метеостанций. Так, для ледника Пейто



(4.19)

где $t_{V\text{-}VII}$ — сумма средних месячных минимальных температур за май — июль на станции Джаспер.

Для ледника Сентинел уравнение связи имеет вид:



(4.20)

где $t_{V\text{-}VIII}$ — сумма средних месячных минимальных температур за май — август, $P_{X\text{-}V}$ — осадки за октябрь — май. В данном случае осадки определяют 60% колебаний, а температурный член — 17%.

Для ледника Плейс

$$b_a = 23t_{V\text{-}VIII} + 0{,}23P_{X\text{-}V} + 742, \qquad (4.21)$$

причем 28% изменчивости объясняются осадками и 39% — температурой воздуха.

Реконструированные кривые для баланса массы за 1938 – 1984 гг. имеют разный вид: на леднике Пейто — уменьшение b_a после 1954 г., Сентинел — рост после 1962 г., Плейс — постоянное понижение b_a в течение указанного периода.

Общий вывод автора, основанный на анализе всего массива данных, заключается в следующем. Статистический метод не всегда дает реальное описание событий. В случае баланса массы осадки так же важны для процесса аккумуляции, как температура для абляции. Просто внутригодовые колебания осадков имеют слабое влияние на межгодовые изменения баланса массы. Определяющий фактор этих колебаний — температура воздуха за июнь — июль.

Столь подробное изложение этой работы было сделано нами, чтобы показать, что чисто статистический подход к изучению проблемы расчета и реконструкции баланса массы и других гляциологических показателей ничего не добавляет к нашим знаниям об этом вопросе и, кроме того, не решает задачи получения региональных характеристик гляциологического режима.

4.2. Многофакторные связи

Использование нескольких аргументов при анализе многофакторных связей чаще всего преследует цель определить ведущую роль одного-двух параметров. Особенно важно такое исследование для коротких интервалов времени, порядка нескольких дней, когда генетические, функциональные связи между таянием и метеорологическими элементами еще не уступают место чисто статистическим.

В нашей совместной работе с казахстанскими гляциологами (Волошина и др., 1992) по результатам детальных (примерно по 120 рейкам) измерений понижения поверхности ледника и составления карт текущего баланса массы на большей части ледника Туюксу сделана попытка оценить связи интенсивности абляции с отдельными метеорологическими параметрами и разными их сочетаниями. Для всех периодов между датами измерений текущего баланса массы b_t летом 1987, 1988 и 1989 гг. были рассчитаны шесть параметров: средняя суточная температура воздуха T, нижняя облачность N, суточное количество осадков P, относительная продолжительность солнечного сияния S по метеостанции Туюксу-1, расположенной на морене в 900 м от конца ледника на высоте 3450 м, а также баланс коротковолновой радиации для активной зоны ледника (исключая крутые стенки цирка) в интервале 3400 – 3800 м и высота изобарической поверхности 500 гПа H.

Чтобы получить значения $B_к$, применялась следующая методика. По данным ежедневных наблюдений метеостанции Туюксу-1 была подсчитана повторяемость четырех типов погоды: антициклонального A, конвективного без осадков K_1, конвективного с осадками K_2 и фронтального $Ф$ в пределах периодов между измерениями b_t. Далее рассчитывалась суммарная солнечная радиация за день для каждого из этих типов по результатам измерений в области абляции (табл. 4.2)

Для расчета $B_к$ сначала по картам текущего баланса массы в пределах активной части ледника определялась доля площадей, покрытых снегом. Среднее альбедо снега по результатам многолетних измерений на этом леднике составляет в июне 0,60, в первой декаде июля 0,55, в течение остальной части лета 0,50; альбедо льда принято равным 0,20. Зная долю участков снега и льда и их среднее альбедо, а также повторяемость типов погоды и суммарную солнечную радиацию для каждого из них, можно вычислить средневзвешенную по площади величину баланса коротковолновой радиации за каждый период между измерениями b_t. Очевидно, что эта методика дает лишь ориентировочные значения $B_к$, которое мы сочли возможным использовать в среднем для периодов 5 или 10 дней.

Таблица 4.2

Суммарная солнечная радиация при разных типах погоды в области абляции ледника Туюксу, 1972 – 1979 гг.
Total solar radiation under different weather types in ablation area of Tuyuksu Glacier, 1972 – 1979

Типы погоды	Июнь		Июль		Август	
	МДж/м^2	кал/см^2	МДж/м^2	кал/см^2	МДж/м^2	кал/см^2
A	31,93	762	31,26	746	27,84	665
K_1	23,09	551	27,00	645	23,13	552
K_2	20,00	478	18,67	446	18,46	441
$Ф$	12,25	293	11,13	266	10,84	259

Высота изобарической поверхности снималась с высотных карт АТ 500 гПа по станции Алма-Ата за каждый день в 12 час. и затем осреднялась для пентады или декады (в табл. 4.3 она приводится в виде разности между измеренной величиной и 500 гПа).

Функция, с которой сравнивались перечисленные выше параметры, представляет собой разность двух значений b_t, отнесенную к одному дню, то есть

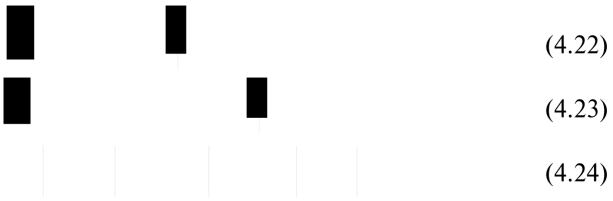


где t_2 и t_1 _ соответственно, соседние даты проведения измерений текущего баланса массы, а n — число дней между ними.

За три летних сезона в обработку были включены 33 пяти- или десятидневных периода, по 13 в 1987 и 1988 гг. и 7 – в 1989 г. Поскольку количество натурных измерений на ледниках, подобных проведенным нами, в последние годы резко сократилось, полученная исходная информация в определенной степени уникальна и может представлять самостоятельный интерес для будущих исследований. В связи с этим в табл. 4.3 приводятся средние суточные значения перечисленных выше метеорологических параметров и таяния (или накопления) за летние сезоны 1987 – 1989 гг.

С помощью ЭВМ была оценена степень тесноты связи $\Delta b/n$ последовательно с одним, двумя, тремя, четырьмя, пятью и шестью метеорологическими параметрами в их разных сочетаниях по данным за 1987 и 1988 гг. При этом 1989 год не был включен в обработку при расчетах коэффициентов корреляции и приведенных ниже формул, чтобы данные за этот год могли быть использованы для контроля на независимом материале. Результаты расчетов представлены в табл. 4.4. При однопараметрической связи наилучший коэффициент корреляции наблюдался между $\Delta b/n$ и температурой воздуха. Второй по значению оказалась высота 500-миллибаровой поверхности, что свидетельствует о большой роли циркуляции атмосферы в формировании текущего баланса массы в летний период.

При связи с двумя параметрами коэффициенты корреляции существенно увеличиваются, при этом наилучшую связь (0,90) дает комбинация температуры и солнечного сияния. Тем не менее, следует отметить, что пять последующих сочетаний имеют связь с $\Delta b/n$ выше, чем одна температура воздуха. Анализ табл. 4.4 показывает, что использование для улучшения связи трех и более параметров мало влияет на результат — коэффициенты корреляции растут всего на 0,04 – 0,06. Почти во всех сочетаниях наименее значима роль осадков. Формулы расчета $\Delta b/n$ (или a), соответствующие наивысшему коэффициенту корреляции для разного числа параметров, приводятся ниже:



(4.22)

(4.23)

(4.24)

$$a_4 = 21{,}802 - 0{,}004B_к - 0{,}234H - 0{,}299N - 0{,}039S, \quad (4.25)$$

$$a_5 = 14{,}463 - 0{,}003B_к - 0{,}147H - 0{,}206N - 0{,}034S - 0{,}146T. \quad (4.26)$$

О точности расчетов по формулам (4.22) — (4.26) можно судить на основании данных табл. 4.5, в которой приведены значения фактической абляции $a_ф$ (или, точнее, $\Delta b/n$) за периоды между измерениями b_t в летние сезоны 1987 – 1989 гг. и отклонение расчетной абляции a_p по отношению к $a_ф$ для тех периодов, когда измеренная абляция составляла не менее 1,2 г/(см^2·сут). При более низкой интенсивности таяния относительная погрешность рассчитанной абляции существенно возрастает, а в тех случаях, когда преобладало накопление (две декады в июне 1987 г.), ее вообще нельзя подсчитать. Кроме того, обращает внимание тот факт, что в периоды интенсивной абляции $a_ф$ чаще всего оказывается больше рассчитанной, вероятно, вследствие понижения альбедо. Наоборот, при слабом таянии его расчетные величины в большинстве случаев выше измеренных, что, очевидно, также объясняется изменением условий поглощения солнечной радиации. Средние величины в табл. 4.5 даны по модулю, без учета знака отклонений.

Даже при высоких значениях коэффициентов корреляции (выше 0,9) в отдельные периоды ошибки $a_ф$ могут достигать 30 – 40%, что свидетельствует о малой точности расчетов по двум и более параметрам за отдельные короткие периоды. При низких величи-

Таблица 4.3

Изменение текущего баланса массы на леднике Туюксу и метеорологические элементы по метеостанции Туюксу-1 за летние периоды 1987, 1988 и 1989 гг.
The changes of short-period mass balance on Tuyuksu Glacier and meteorological parameters from meteostation Tuyuksu-1 for summer periods of 1987, 1988, 1989

Номер периода	Период	$\Delta b/n$,г/см^2	T, °C	N,баллы	P, мм	S, %	$B_к$,кал/см^2	H, гПа
1	1-11 VI-87	0,77	-0,2	7,6	12,9	33	77	74,5
2	12-21 VI	-0,10	-0,1	6,7	7,0	30	148	73,9
3	22-29 VI	-1,03	1,8	3,1	5,6	62	196	79,1
4	30VI - 9 VII	-1,59	5,1	4,7	6,7	39	213	82,3
5	10-19 VII	-1,26	4,4	6,9	2,8	24	203	80,9
6	20-24 VII	-3,28	8,4	4,4	2,9	47	273	87,2
7	25-30 VII	0,36	3,0	6,5	6,4	21	182	80,7
8	31VII-4 VIII	-3,07	5,3	0,8	0,0	89	358	80,8
9	5-9 VIII	-2,95	7,6	1,8	0,0	63	390	87,2
10	10-14 VIII	-2,94	9,4	3,0	0,6	39	388	86,6
11	15-19 VIII	-2,69	9,1	3,4	1,7	40	427	85,0
12	20-24 VIII	-4,24	7,4	3,4	0,0	57	480	84,2
13	25-29 VIII	-2,81	5,6	2,2	2,9	80	492	81,8
14	10-19 VI-88	-1,57	4,8	3,1	0,7	74	221	81,3
15	20-29 VI	-1,01	5,1	6,5	14,0	48	161	78,0
16	30VI - 9 VII	-1,34	5,6	4,3	3,6	66	216	79,9
17	10-14 VII	-3,07	9,0	5,4	6,2	54	244	85,4
18	15-19 VII	-3,48	7,6	5,4	6,3	55	260	82,0
19	20-24 VII	-0,86	4,5	5,8	11,6	59	307	75,6
20	25-30 VII	-4,40	9,6	2,0	1,2	85	469	85,8
21	31VII-4VIII	-0,82	5,0	6,0	8,3	49	316	77,6
22	5-9 VIII	-3,56	6,4	3,0	2,4	68	400	82,4
23	10-14 VIII	-3,32	7,6	1,2	0,6	77	462	82,4
24	15-19 VIII	-2,66	4,6	4,8	5,8	65	407	78,4
25	20-24 VIII	-0,46	5,0	3,4	5,1	57	289	80,6
26	25-29 VIII	-0,06	1,9	5,6	3,8	16	235	75,0
27	17-28 VI-89	-0,61	2,9	5,2	2,5	60	243	74,4
28	29VI-13VII	-0,50	3,5	5,7	8,9	48	237	76,9
29	14-19 VII	-0,48	4,1	7,0	8,8	27	178	76,3
30	20-29 VII	-2,69	5,4	5,3	2,0	46	307	81,9
31	30VII-9VIII	-2,61	5,5	2,5	1,4	70	380	78,0
32	10-20 VIII	-2,45	6,4	3,1	2,6	72	410	80,7
33	21-29 VIII	-1,44	3,7	5,0	4,7	54	351	76,8

нах абляции ошибки особенно велики (100 – 200% и более). Важность представленной информации заключается в том, что температура воздуха, длительность солнечного сияния, баланс коротковолновой радиации и относительный показатель, характеризующий атмосферную циркуляцию, — высота изобарической поверхности 500 гПа — играют почти равноценную роль при определении таяния за непродолжительные интервалы времени, соизмеримые с длительностью одного-двух естественных синоптических периодов, и таким образом могут рассматриваться как генетико-статистические факторы оцениваемых здесь связей. Можно предположить, что влияние $B_к$ оценивалось бы более высокими показателями, если бы в рассматриваемые годы на леднике велись актинометрические наблюдения.

В целом же предложенный метод оценки связи суточной абляции с разными метеорологическими параметрами и их сочетаниями следует рассматривать в основном как способ выявления роли каждого из них и лишь во вторую очередь — для расчета абляции за короткие интервалы времени.

Важное место среди исследований, посвященных поиску многофакторных связей чисто статистическими методами, занимает работа (Шумский и др., 1980), в которой был применен многомерный двухступенчатый регрессионный анализ результатов наблюдений на леднике Обручева (Полярный Урал) и ближайшей к нему метеостанции за 1967 – 1975 гг.

В качестве первой ступени изучалась зависимость поля абляции от постоянных во времени локальных условий, таких как высота, наклон, кривиз-

Таблица 4.4

Коэффициенты корреляции *R* суточного изменения текущего баланса массы *b/n* с метеорологическими показателями*

Correlation coefficients *R* of daily changes of short-period mass balance *b/n* with meteorological parameters

R_1		R_2		R_3		R_4		R_5		R_6	
T	0,84	*ST*	0,90	*BST*	0,91	*BHNS*	0,91	*BHNST*	0,92	*BHNPST*	0,92
H	0,76	*HS*	0,88	*HST*	0,91	*BHST*	0,91	*BHNPS*	0,91		
B	0,73	*NT*	0,88	*PST*	0,91	*HNST*	0,91	*BHPST*	0,91		
N	-0,66	*BT*	0,87	*NST*	0,90	*NPST*	0,91	*HNPST*	0,91		
S	0,64	*PT*	0,85	*BHS*	0,89	*BNST*	0,91	*BNPST*	0,91		
P	-0,55	*BH*	0,85	*HNS*	0,88	*BPST*	0,91	*BHNPT*	0,88		
		HT	0,84	*BNT*	0,88	*HPST*	0,91				
		HN	0,81	*HPS*	0,88	*BHPS*	0,90				
		BS	0,78	*NPT*	0,88	*HNPS*	0,88				
		HP	0,77	*HNT*	0,88	*BNPT*	0,88				
		BN	0,75	*BHT*	0,87	*BHNT*	0,88				
		BP	0,74	*BPT*	0,87	*HNPT*	0,88				
		PS	0,73	*BHP*	0,86	*BHPT*	0,88				
		NS	0,69	*BHN*	0,85	*BHNP*	0,86				
		NP	0,66	*HPT*	0,85	*BNPS*	0,79				
				HNP	0,82						
				BPS	0,79						
				BNS	0,78						
				BNP	0,75						
				NPS	0,73						

* *T* — температура воздуха, *S* — солнечное сияние, *N* — нижняя облачность, *P* — осадки, *B* — баланс коротковолновой радиации, *H* — высота изобарической поверхности 500 гПа.

на и экспозиция, затененность горным обрамлением и расстояние от края ледника, на котором может происходить тепловая трансформация воздуха.

Второй ступенью был анализ зависимости средней по площади ледника абляции и влияющих на абляцию постоянных локальных условий от меняющихся во времени состояний атмосферы. Чтобы проверить возможность максимального упрощения сбора исходной информации, авторы отказались от использования результатов метеорологических измерений на леднике, ограничившись данными стандартных наблюдений метеостанции Большая Хадата, расположенной в 14 км от ледника на 170 м ниже его конца. В качестве аргументов были выбраны суммы средних суточных температур воздуха, продолжительность солнечного сияния, суммы средних суточных скоростей ветра за период абляции и количество осадков за предшествующий сезон аккумуляции по осадкомеру как простейшая относительная характеристика заснеженности и альбедо поверхности. Для контроля проводился второй вариант расчета, в котором этот предиктор был заменен аккумуляцией твердых осадков за холодный период года по данным снегомерных съемок на леднике.

В результате проведенных статистических расчетов были получены следующие результаты. Сводный коэффициент корреляции годовой абляции и постоянных локальных факторов равен 0,64, с отдельными из них — от 0,45 до 0,13, причем эти значения меняются от одного сезона абляции к другому в зависимости от метеорологических условий. Связь абляции с метеорологическими показателями заметно выше: 0,89 – с суммой температур, 0,75 – с продолжительностью солнечного сияния, 0,72 – с зимними осадками, и пренебрежимо мала только с суммой скоростей ветра — коэффициент корреляции 0,13.

Средняя квадратическая ошибка линейной регрессии первой ступени за 9 сезонов равна 24,6±4,3 г/см^2, или 9,8±1,7% годовой абляции. Для двухступенчатой линейной регрессии она составляет 36,8±7,2 г/см^2, или 14,6± 2,9% годовой абляции, что превышает погрешность непосредственных измерений (15 г/см^2) примерно в 2,5 раза.

Повышение точности расчета для наблюдаемого ледника возможно путем более удачного подбора предикторов, удлинения ряда наблюдений до 15 лет и более и применения параболической регрессии. В итоге делается общий вывод о том, что “...объем предварительных исследований, необходимых для внедрения предлагаемого метода в практику прогнозирования и реконструкции полей абляции в разных районах, будет зависеть от изменчивости связей между абляцией, локальными условиями рельефа и меняющимися во времени метеорологическими условиями под влиянием изменения климатического фона”. По нашему мнению, основанному на детальной

Таблица 4.5

Результаты оценки суточного изменения текущего баланса массы по формулам (4.22) — (4.26), за летние сезоны 1987 – 1989 гг., %

The estimation results of short-period mass balance daily change on formulas 4.22 — 4.26 for summer periods of 1987 – 1989, %

Номер периода	Период	$\Delta b/n$, г/см^2 сут	Δa_1	Δa_2	Δa_3	Δa_4	Δa_5
4	30VI - 9VII-87	-1,59	-8	16	7	23	18
5	10 - 19 VII	-1,26	-15	42	36	25	26
6	20 - 24 VII	-3,28	3	16	10	13	11
8	31VII - 4VIII	-3,07	41	11	9	14	10
9	5 - 9 VIII	-2,95	4	2	-7	-7	-7
10	10 - 14 VIII	-2,94	-23	1	-1	17	6
11	15 - 19 VIII	-2,69	-29	-5	-4	12	0
12	20 - 24 VIII	-4,24	36	38	24	28	28
13	25 - 29 VIII	-2,81	31	8	4	-10	-8
14	10-19 VI - 88	-1,57	-1	-36	-41	-22	-28
16	30VI - 9VII	-1,34	-44	-37	-33	-21	-40
17	10 - 14 VII	-3,07	-12	-3	-4	6	-1
18	15 - 19 VII	-3,48	19	23	26	17	15
20	25 - 30 VII	-4,40	16	5	4	8	3
22	5 - 9 VIII	-3,56	36	28	26	26	24
23	10 - 14 VIII	-3,32	15	2	4	19	9
24	15 - 19 VIII	-2,66	44	31	33	20	19
30	20-29 VII-89	-2,69	31	39	36	27	28
31	30 VII - 9 VIII	-2,61	28	12	19	18	14
32	10 - 20 VIII	-2,45	7	-9	-7	0	-8
33	21 - 29 VIII	-1,44	24	15	23	19	10
Среднее	г/см^2	-2,73	0,62	0,45	0,45	0,44	0,38
	%	100	23	16	16	16	14

обработке материалов измерений и расчетов полей баланса массы и его составляющих для ледника Обручева за 17 лет (Волошина, 1981*а*) недостаточно высокая точность результатов приведенного выше статистического анализа связана также со значительными погрешностями определения годовой абляции, полученной как разность зимнего и годового баланса массы в нескольких десятках точек ледника.

Иной подход к анализу связей между компонентами баланса массы ледника и метеорологическими параметрами представлен в работе М. Куна (1986). Она основана на результатах балансовых измерений и расчетов на леднике Хинтерайсфернер (Восточные Альпы) и наблюдений на ближайшей метеорологической станции Вент, расположенной в 10 км ниже ледника на абсолютной высоте 1900 м. Ледник находится в интервале высот 2370 – 3750 м, его площадь 9,3 км^2, средняя высота границы питания 2970 м. Годовой баланс массы определялся прямым гляциологическим методом. Величины летнего и зимнего баланса менее надежны, чем годового, поскольку основаны на связи аккумуляции в одной точке ледника и осадков за холодный период на долинной станции.

В работе приводятся значения баланса массы и его составляющих за 30 лет (1952/53 – 1981/82 гг.), а также ряд метеорологических элементов за тот же период: средние величины температуры, давления водяного пара и продолжительность солнечного сияния за май — сентябрь, относительная влажность за те же месяцы, рассчитанная по температуре и абсолютной влажности; количество осадков за май — сентябрь, выпавшее на леднике в виде снега; сумма осадков за октябрь — апрель. Эти данные представляют самостоятельный интерес, поскольку лишь на небольшом числе ледников земного шара имеется такой длительный ряд гляциологических и метеорологических наблюдений.

Цель работы состояла лишь в качественной оценке влияния того или иного метеорологического параметра на компоненты или общую величину баланса массы. Для этого были использованы два простых статистических метода. Один из них заключается в расчете нормированной величины отклонения соответствующего параметра от среднего путем деления его на стандартное отклонение $f(x)=(x-x_{cp})/\sigma_x$. Анализировались наибольшие аномалии всех перечисленных выше гляциологических и метеорологических параметров — по три положительных и отрицательных для каждого из них. Выяснено, что экстремумы отдельных величин не совпадают по годам. Осадки холодного периода заметно влияют не только на зимний, но и на годовой баланс массы. Понижен-

ные значения температуры, давления водяного пара и летние снегопады способствуют положительным аномалиям баланса массы, увеличение длительности солнечного сияния — отрицательным, влияние относительной влажности неопределенно.

Другой способ оценки влияния метеорологических факторов заключался в использовании ранговой корреляции. Каждая группа переменных была рассортирована по мере убывания их величин, причем наибольшая из них получила ранговый номер 1, следующая за ней — номер 2 и т.д. В некоторых случаях были использованы отрицательные номера. Затем были выбраны по три года с наибольшими и наименьшими значениями годового и летнего баланса массы и сопоставлены с рангом всех рассматриваемых метеоэлементов, а также высоты границы питания и доли площади аккумуляции от всей площади ледника. Поскольку годы с наибольшими отрицательными значениями годового баланса массы характеризуются и самым низким зимним балансом, ранги этих показателей хорошо совпадают. Этот анализ выявил, что температура воздуха — более важный фактор для минимума летнего баланса массы, в то время как количество летних твердых осадков лучше коррелирует с его максимумом. Относительная влажность и солнечное сияние слабо влияют на летний баланс массы.

В целом описанные выше методы, использованные М. Куном, подтверждают тот факт, что функциональные, физические связи гляциологических и метеорологических показателей несомненно сохраняются лишь за короткие интервалы времени, а использование упрощенных статистических методов при осреднении исходных параметров за большие периоды позволяет сделать только самые приближенные, легко предсказуемые выводы.

4.3. Типы погоды и синоптические процессы

В предыдущих разделах мы рассматривали связи между метеорологическими характеристиками и гляциологическими показателями на уровне мезо- и микроклимата ледника. Известно, что и те, и другие параметры существенно меняются в пределах ледника и в разные промежутки времени. Осреднение метеорологических элементов за большие периоды затушевывает функциональные зависимости.

Иной подход к данной проблеме заключается в установлении причин колебаний гляциологических и метеорологических показателей на макромасштабном уровне, в связи с изменением состояний атмосферы, выражаемых через типы погоды, синоптические процессы или циркуляционные ячейки.

Поскольку метеорологические наблюдения на большинстве ледников, как правило, проводились в течение одного-двух сезонов (за исключением нескольких репрезентативных ледников в период МГД) и чаще всего не охватывали полностью период абляции, сопоставление их результатов возможно лишь для генетически однородных периодов. В качестве одного из критериев классификации мы предложили типизацию погоды (Волошина, 1966*а*) и в дальнейшем (Волошина, 1973) использовали ее для реконструкции и расчета сезонной абляции.

Здесь уместно привести высказывание В.Г. Ходакова о том, что "...абляция определяется погодными условиями, а ее региональные различия — лишь отражение повторяемости разных типов погоды" (1978, с. 53).

На основе многолетних гляциометеорологических работ на ледниках Кавказа и изучения циркуляционных процессов этого региона (Оледенение Эльбруса, 1968) мы выделили четыре типа погоды, определяемые характером синоптических процессов: антициклональный (A), конвективный без осадков (K_1), конвективный с осадками (K_2) и фронтальный ($Ф$). Как показала практика, все разнообразие метеорологических условий в первом приближении вполне укладывается в эти типы. Следует подчеркнуть, что в данном случае типы погоды определяются лишь характером атмосферной циркуляции и их выделение не зависит от высоты местности и окружающего рельефа. Как правило, тип K_1 наблюдается при трансформации воздуха в антициклоне, тип K_2 – при переходных процессах, в нейтральном барическом поле, а также в теплом секторе циклона. Более дробное деление при наличии синоптических карт, составленных для уровня моря, и частичном несовпадении синоптических процессов на разных высотах в пределах одного и того же горного района привело бы к значительным ошибкам. В дальнейшем эта типизация была использована не только для Кавказа (Волошина, Инашвили, 1975; Тареева, Каралашвили, 1989), но и для других регионов (Ледники Туюксу, 1984; Головкова и др., 1986).

Заметим, что соотношение благоприятных ($A + K_1$) и неблагоприятных для таяния ($K_2 + Ф$) типов погоды может служить сравнительной характеристикой метеорологического режима данного сезона абляции в многолетнем ряду или по отношению к другому сезону (например, в работе Головкова и др., 1986).

Чтобы отнести тот или иной день к определенному типу погоды, оказалось достаточным использовать стандартные метеорологические характеристики — облачность, атмосферные явления, осадки и давление воздуха за несколько сроков наблюдений в течение дня, полученные на леднике или ближайшей к нему метеостанции. Типы A и K_1 при количественной оценке параметров радиационного и теплового баланса могут быть объединены, так как антициклональный тип имеет очень малую повторяемость (во всяком случае, на Кавказе), а величины радиационного баланса для этих типов близки между собой. К типу K_2 формально были отнесены также те случаи, когда осадки практически не выпадали, но нижняя облачность в течение дня составляла не менее 7 – 8 баллов (учитывая соображения, что главное при данной постановке вопроса — это условия поступления солнечной радиации). Примеры отнесения отдельных дней к тому или иному типу погоды по метеостанции Архыз приведены в работе (Волошина, 1973, с. 128).

При сопоставлении результатов стандартных метеорологических наблюдений на станциях Архыз, Клухорский перевал и на леднике Марух было зафиксировано их совпадение в 85 – 95% случаев и сделан вывод о том, что метеостанции в радиусе 30 – 50 км от ледника в пределах одного и того же горного района можно считать репрезентативными и использовать их данные для анализа и типизации погоды на леднике.

Суть предложенного нами (Волошина, 1973) метода расчета летней абляции на основе учета повторяемости названных выше типов погоды, а также данных наблюдений за составляющими радиационного баланса и таянием ледника в летние месяцы, заключается в следующем. Первый этап, описанный выше, — по данным ближайшей к леднику метеостанции рассчитывается повторяемость выделенных типов погоды (A, K_1, K_2, $Ф$) для тех летних сезонов, когда проводились актинометрические измерения на леднике, и за требуемый расчетный период.

Далее были использованы значения радиационного баланса по наблюдениям в разные годы для трех ледников северного склона Кавказа — Джанкуат (Приэльбрусье), Кельбаши (район ледника Безенги, Центральный Кавказ) и Марух (Западный Кавказ). В целях сопоставимости результатов измерений радиационный баланс за каждый день был "приведен" к одному альбедо — 0,50 и затем осреднен по типам погоды отдельно для каждого ледника. Приведение выполнялось так: были подсчитаны средние суточные суммы эффективного излучения $E_{эф}$ для каждого из типов погоды, затем получены значения поглощенной солнечной радиации $Q_n = B + E_{эф}$. Зная величину поглощенной радиации и среднее альбедо за день $A_{ср}$, можно легко подсчитать, чему были бы равны поглощенная радиация и радиационный баланс при альбедо, равном 0,50:

$$Q_{n,50} = Q_n \frac{A_{ср}}{0,5}, \qquad B_{50} = Q_{n,50} - E_{эф}.$$

Результаты расчетов радиационного баланса представлены в табл. 4.6.

Поскольку различия в радиационном балансе для отдельных типов погоды на разных ледниках оказались невелики (как видно из табл. 4.6), средние величины по результатам наблюдений на всех названных ледниках были взяты за основу для расчета радиационного баланса и таяния в те годы, когда наблюдения на леднике не велись. При этом радиационный баланс был "приведен" к разным значениям альбедо, соответствующим весеннему снегу (0,65), летнему старому снегу и фирну (0,50), чистому льду (0,35) и загрязненному льду с поверхностным стоком (0,25). Расчет таяния по радиационному балансу предполагает, что слой стаявшего снега или льда полностью определяется только этим источником энергии, а турбулентный поток тепла пренебрежимо мал и расходуется на испарение (что справедливо для большинства высокогорных ледников при низких температурах воздуха).

С целью предварительной оценки точности предложенного метода было проведено сопоставление рассчитанного и измеренного таяния на леднике Марух за июнь — август 1968 г. для каждого из типов погоды с учетом различий альбедо в отдельные дни. Слой стаявшего снега рассчитывался двумя способами: по непосредственным результатам измерений радиационного баланса ($W_б$) и с использованием его средних величин, приведенных в табл. 4.6 (W_p).

Как показано в табл. 4.7, расхождения между измеренными по тросам (W_u) и полученными по результатам наблюдений за составляющими радиационного баланса ($W_б$) для типов погоды A, K_1 и K_2 колебались от +14 до -12%, для фронтального типа составляли -18%. Разность между средней расчетной и измеренной величинами таяния W_p и W_u составила от 7 до 11 % для трех первых типов и 20% для фронтального, что в абсолютном выражении равняется всего 0,25 г/(см^2·сут). Поскольку различия в величинах таяния, полученные двумя расчетными способами, оказались невелики, это может свидетельствовать о возможности применения описанного метода реконструкции летней абляции по радиационному балансу и стандартной метеорологической информации ближайшей к леднику метеостанции. При расчетах летней абляции для всей поверхности ледника, кроме названных выше сведений, необходимы данные о соотношении площадей снега и льда в течение летнего сезона и, по воз-

Таблица 4.6

Радиационный баланс, кал/(см^2·сут), для разных типов погоды (при альбедо 0,50), июль — август
Radiation balance, cal/(cm^2·day), on some Caucasian glaciers for different weather types (for albedo 0,5), Yuly — August

Ледник	Год	Типы погоды*		
		$A + K_1$	K_2	$Ф$
Джанкуат	1965	222 (14)	189 (10)	109 (14)
Кельбаши	1966	237 (18)	180 (10)	120 (13)
Марух	1967	229 (13)	190 (15)	99 (27)
Марух	1968	229 (29)	200 (11)	87 (19)
Среднее	-	226	190	101

* В скобках указано число случаев.

Таблица 4.7

Сравнение измеренного и рассчитанного таяния (мм слоя воды), ледник Марух, июль — август 1968 г.
Comparison of measured and calculated melted layer (mm w.e.), Marukh Glacier, Yuly — August, 1968

Тип погоды	Число дней	Среднее альбедо	Слой стаявшего снега			%	%
			W_u	$W_б$	$W_р$		
А	13	0,44	399	456	428	14,3	7,3
K_1	17	0,50	436	435	485	0	11,2
K_2	8	0,53	169	149	185	-11,8	9,5
Ф	16	0,59	125	103	150	-17,6	20
Всего	54	0,52	1129	1143	1248	1,3	10,5

можности, о средних значениях альбедо характерных типов поверхности исследуемого ледника.

В работе (Кренке, Кукушкина, 1975) предлагается дополнить описанную выше типизацию фёновой погодой. Фён из свободной атмосферы действительно зафиксирован на ледниках Кавказа, но наблюдается он лишь при антициклональных процессах и выражается в небольшом повышении температуры и уменьшении влажности воздуха в вечерние часы суток. Выделение фёновой погоды в самостоятельный тип нарушило бы принципы данной классификации, так как фёны наблюдаются "внутри" одного из типов погоды. Колебания величины радиационного баланса и других метеорологических показателей в пределах каждого из типов погоды, как отмечают названные авторы, действительно имеют место, но при использовании осредненных характеристик для климатических расчетов (см. табл. 4.6) происходит уменьшение дисперсии и достигается вполне удовлетворительная точность расчетов.

Типизация, основанная на иных критериях, была предложена Н.И. Беловой (1972, 1973). По наблюдениям на ледниках Актру она выделила семь типов погоды, характеризующихся разными значениями температуры и облачности: теплая ясная погода K_1; холодная малооблачная K_2; погода с переменной облачностью K_3; фёновая погода K_4; пасмурная теплая K_5; дождливая холодная K_6; летние снегопады K_7.

Легко заметить, что здесь отсутствуют признаки генетической классификации — критерии размыты, типизация производится на качественном уровне. Кроме того, сам автор отмечает, что "...повторяемость этих типов в условиях одного бассейна, одного ледника различна и является функцией высоты" (Белова, 1973, с. 81). Типы погоды сменяют друг друга по высоте, хотя район находится в пределах одной и той же воздушной массы. Степень благоприятности погоды для абляции выражается отношением

$$M = \frac{K_1 + K_2 + K_3 + K_4}{K_2 + K_5 + K_6 + K_7}.$$

Прослеживается довольно определенная зависимость таяния от показателя *M*. В работе (Белова, 1972) приводятся сведения по ледникам Левый и Малый Актру за 1957 – 1970 гг., содержащие значения *M* и общую величину стаявшего снега и льда за сезон. В качестве примера приведем эти данные по леднику Левый Актру за 1957 – 1961 гг.:

	1957	1958	1959	1960	1961
M	0,8	0,5	1,4	0,6	0,6
A, г/см^2	221	94	349	138	169

К сожалению, в указанных выше работах Н.И. Беловой не сделаны статистические оценки связи выделенных типов погоды, показателя *M* и общей величины абляции за отдельные годы.

В ряде исследований (Ледник Джанкуат, 1978; Макаревич, Денисова, 1971) для установления связей с гляциологическими параметрами используются типизации макроциркуляционных процессов. В первой из указанных работ В.А. Маркин предлагает принцип классификации условий погоды, в которой "...должна найти генерализованное отражение динамика циркуляционных процессов. Она должна отразить также в возможно полном объеме характер погоды на леднике. Содержание типа погоды должно быть зашифровано в индексе типа в наиболее легко читаемом виде" (с. 84). Исходя из этих принципов, В.А. Маркин выделяет основные параметры типизации: 1) макроциркуляционный индекс (*E*, *W*, *C*) (по Г.Я. Вангенгейму — А.А. Гирсу или индекс ЭЦМ по Б.Л. Дзердзеевскому), синоптический индекс (*А* — антициклон, *Ц* — циклон, *Ф* — фронт); 2) индекс солярности ($Я^0$ — солнце светит менее 50% возможного времени, суммарная радиация составляет 300 – 600 кал/(см^2·сут); *Я* — солнце светит от 50 до 80% возможного, $Я^2$ – солнечное сияние более 80% возможного, суммарная радиация выше 600 кал/(см^2·сут), *П* — практически пасмурный день); 3) температурный индекс (X^2 – температура воздуха на леднике ниже 0 °С, *X* — ниже 5 °С, *T* — выше 5 °С, но ниже 10 °С, T^2 – выше 10 °С); 4) индекс атмосферных осадков (D^0 или $Сн^0$ — дождь или снег продолжительностью менее 2 час., *D* или *Сн* — от 2 до 6 час., D^2 или $Сн^2$ — от 6 до 10 час., D^3 или $Сн^3$ — более 10 час.).

Комбинация разных параметров описанной типизации позволяет отнести погоду к разряду благо-

приятной или неблагоприятной для абляции ледника. О высокой интенсивности таяния свидетельствуют такие индексы, как $Я^2$ и T^2, особенно в сочетании с индексами *Е* и *А*. Наиболее благоприятен, например, тип погоды $ЕАЯ^2T^2$. Довольно интенсивная абляция возможна и при пасмурной погоде, если высок температурный индекс и не выпадают твердые осадки, а также при безоблачной погоде со средним температурным фоном (T и T^0). Отношение числа дней с благоприятными и неблагоприятными для таяния комбинациями элементов погоды автор назвал синоптическим коэффициентом абляции (*СКА*), связь которого с конкретными параметрами устанавливается для каждого ледникового района экспериментально. Так, по наблюдениям на леднике Джанкуат в июле 1974 г. тип $АЯ^2T^2$ наблюдался всего 4 дня, а вообще благоприятная для таяния погода — в течение 21 дня. В этот период величина *СКА* равнялась 2,1. В августе погода была значительно хуже, *СКА* уменьшился до 1,2. Наблюдения за понижением поверхности ледника показали, что слой стаявшего снега и льда оказался вдвое ниже.

В заключение автор отмечает, что предлагаемая методика типизации погоды не исключает опасности субъективного подхода. Добавим, что уязвимость ее состоит также и в неопределенности (локальности) подбора количественных критериев — температуры, солнечного сияния, суммарной радиации, осадков (здесь важно их количество, а не продолжительность). Неясно, что имеется в виду при использовании синоптических индексов *Ц* и *Ф* — в циклоне может быть самый разный характер погоды в зависимости от того, какая часть циклона располагается над исследуемым районом, а фронт есть часть циклонического вихря. Очевидно, что описанная выше методика нуждается в существенной доработке для ее практического применения.

В работе (Макаревич, Денисова, 1971) межгодовые колебания характеристик гляциогидрологического режима ледника Туюксу связываются со сменой циркуляционных механизмов атмосферы. При этом была использована классификация Г.Я. Вангенгейма и Г.А. Гирса для Северного полушария, включающая три основных типа: зональный (*W*), и два меридиональных (*С* и *Е*).

В период ежегодных наблюдений (1956 – 1967 гг.) было установлено, что над территорией юго-восточного и восточного Казахстана преобладали меридиональные формы циркуляции. При циркуляции типа *С* устанавливался антициклон, в котором происходил вынос теплых масс воздуха с юга и юго-запада и возрастал приток радиационного тепла, что обычно приводит к усилению таяния ледников. Циркуляция типа *Е* наиболее благоприятна для устойчивого режима ледников, поскольку при этом наблюдается приток холодных масс воздуха, активизируется фронтальная деятельность, сопровождаемая выпадением обильных осадков, часто в виде снега. Зональная циркуляция *W* характеризуется нулевыми аномалиями температуры воздуха и осадков.

Таким образом, связи между формой циркуляции и аномалией погоды были использованы в качестве базиса для установления корреляции между климатом и гляциологическим режимом ледника. Анализ данных о высоте границы питания и баланса массы ледника Туюксу (который по своим размерам и высотному положению типичен для оледенения юго-восточного и восточного Казахстана) показал, что колебания этих характеристик связаны с эпохами атмосферной циркуляции. За период с 1930 по 1967 г. наблюдались следующие циркуляционные эпохи: *Е* — 1930 – 1938, 1945 – 1954, 1963 – 1967; *С* — 1940 – 1944, 1958 – 1962. В течение эпохи *Е* средняя высота границы питания понижалась до 3690 – 3700 м, годовой баланс массы был положительным (4 – 16 г/см^2), ледниковый сток составлял 64 – 80% нормы. В течение эпохи *С* высота границы питания достигала 3775 м (на 35 – 45 м выше средней), годовой баланс массы был близок к -30 г/см^2, ледниковый сток был на 139 – 162% выше нормы.

Можно заключить, что метод анализа, представленный в данной работе, дает лишь общее представление о связи климатических условий с гляциологическим режимом ледников, но весьма полезен в сочетании с детальным рассмотрением метеорологического режима и использованием его количественных характеристик.

Особое место среди исследований, посвященных поиску связей между приземными метеорологическими характеристиками, таянием ледников, с одной стороны, и количественными критериями, определяющими состояние атмосферы над исследуемым районом, с другой, занимает работа (Волкова, Тихановская, 1973). Поэтому мы рассматриваем ее в разделе, посвященном связям гляциологических и метеорологических показателей с атмосферными процессами. Авторы исходят из того положения, что "...температура воздуха в приледниковом слое является тем метеорологическим фактором, который наиболее полно и быстро отражает изменения, происходящие в атмосфере над ледником... Именно поэтому необходимо установить связь таяния ледников и температур приземного слоя воздуха с температурой средних слоев атмосферы" (Волкова, Тихановская, 1973, с. 140 – 141).

С учетом того, что максимальные высоты Тянь-Шаня и Памиро-Алая достигают 7 – 7,5 км, авторы рассматривают влияние слоя атмосферы 4 – 7 и 4 – 10 км. Были рассчитаны средние температуры каждого слоя по данным пяти радиозондирующих станций, образующих в рассматриваемом районе замкнутый пятиугольник Ташкент — Душанбе — Хорог — Тахмышбек — Джалал-Абад. Осреднение проводилось для каждой станции отдельно и в среднем для пяти станций по данным на стандартных высотах через каждый километр.

Сначала были получены уравнения связи между температурой воздуха на леднике ИМАТ (Зеравшанский хребет, 3000 м над ур. моря) за летние периоды

1965 и 1966 гг. и в слоях атмосферы соответственно 4 – 7 и 4 – 10 км. Коэффициенты корреляции за отдельные годы и для разных способов осреднения колебались от 0,80 до 0,94. Предпочтение было отдано результатам, полученным по пятиугольнику для слоя 4 – 7 км. Так уравнение связи за 1965 – 1966 гг. имеет вид

$$T_{л} = 14{,}0 + 0{,}7T_{4-7}\,. \qquad (4.27)$$

Кроме того, были получены также линейные связи между температурой воздуха в слое 4 – 7 км и $T_{л}$ на шести других ледниках Тянь-Шаня, Памира и Памиро-Алая, расположенных в интервале высот от 3,5 до 4,8 км. Коэффициент корреляции колеблется от 0,77 до 0,91. В указанной работе приводятся графики изменения с высотой числовых показателей в уравнениях связи, на основе которых при отсутствии прямых наблюдений можно рассчитать температуру на леднике для любого высотного уровня в пределах 3,0 – 4,8 км.

Следующий этап исследований заключался в расчете суточной абляции по температуре воздуха в слое 4 – 7 км. Для этого были привлечены результаты наблюдений за составляющими теплового баланса, по которым вычислялось таяние. Получены уравнения линейной связи для пяти ледников, коэффициент корреляции составляет от 0,53 до 0,72, т.е. он ниже по сравнению со связью температур воздуха на уровне 2 м и рассчитанных в слое 4 – 7 км. Для базового ледника ИМАТ уравнение связи абляции A с температурой имеет вид

$$A = 98 + 5{,}7T_{4-7}\,. \qquad (4.28)$$

Очевидно, что такой подход к оценке влияния состояния атмосферы на таяние ледников в количественном выражении имеет самостоятельное значение, но может применяться наряду с другими методами исследования зависимостей гляциологических и метеорологических параметров.

Трудности в установлении связи синоптических процессов с балансом массы ледников или его компонентами заключаются прежде всего в сложности выделения характерных типов синоптических процессов (а также их временны́х границ), по-разному влияющих на интенсивность абляции и аккумуляции. Другая сложность — это разделение локальных и региональных особенностей режима ледников. Иными словами, при одних и тех же синоптических процессах на соседних ледниках метеорологический режим и тепловые характеристики могут быть разными в зависимости от условий местного рельефа и других причин.

Интересная работа, посвященная этому вопросу, была проведена по материалам исследований на острове Девон (75° с.ш., 82° з.д.) в Канадском Арктическом архипелаге (Alt, 1978). Этот остров покрыт ледниковым куполом площадью около 1550 км^2, наибольшая высота 1890 м, выводной ледник Свердрупа спускается до уровня моря. Цель исследования заключалась в том, чтобы связать физические процессы, влияющие на колебания годового баланса массы, с летними синоптическими процессами.

Для этого были использованы следующие материалы: а) значения годового баланса массы в фирновой зоне (на куполе) и в области абляции (ледник Свердрупа) за 1961 – 1964 гг.; б) результаты метеорологических наблюдений, включавших иногда и измерения компонентов теплового баланса; в) ежедневные синоптические карты, составленные для уровня моря, а также для 850 и 500-миллибаровых поверхностей (т.е. примерно для высот 1,5 и 5 км над уровнем моря).

В результате анализа всех этих материалов были выделены три основных синоптических типа и в каждом из них — два подтипа, по-разному влияющих на интенсивность таяния ледника:

I тип — местный циклон, формирующийся вблизи района исследований. Погода в этом случае характеризуется температурой воздуха ниже 0 °С, пасмурным небом и выпадением твердых осадков на ледниковом куполе;

II тип — прохождение транзитных циклонических систем. Часто при этом проходит теплый сектор циклона с дождем, в области абляции идет интенсивное таяние; на куполе наблюдается туман и выпадает снег;

III тип — антициклональный, характеризуется ясным небом, в некоторых случаях вторжением теплого воздуха, поглощение радиации зависит от альбедо поверхности. Выделение двух подтипов, *a* и *b*, в каждом типе зависит от интенсивности процессов и направления преобладающих потоков в атмосфере, при этом меняется и интенсивность таяния.

Повторяемость каждого синоптического типа и подтипа в летние месяцы сопоставлялась с годовым балансом массы в фирновой зоне и в области абляции за 14 лет. Было выяснено, что в двух случаях из 14 антициклональный тип III преобладал над типами I и II, и годовой баланс был самый низкий (около -36 г/см^2). В течение восьми лет из 14 не было выявлено преобладания ни одного из трех типов (комбинированные годы), и тогда годовой баланс массы был близок к среднему (-5 г/см^2).

В результате математической обработки были найдены индексы, выражающие связь повторяемости разных синоптических типов в летние месяцы с энергетическим балансом для зоны оледенения в целом и отдельно для фирновой зоны и области абляции. Так, для оледенения в целом индекс I_1 выглядит следующим образом:

$$\mathrm{I}_1 = \mathrm{II}a_j + \mathrm{III}a_j + 0{,}5(\mathrm{III}a_p + \mathrm{II}a_l)\,, \qquad (4.29)$$

где IIa, IIIa — повторяемость соответствующих типов в процентах, j — июль, p — период до начала абляции, т.е. до 1 июля, l — период после окончания абляции, т.е. после 9 августа. Эта формула показывает, что повторяемость в июле транзитных циклонов с теплым сектором IIa_j и явно выраженных антицик-

лональных условий $IIIa_j$ служит основным фактором, влияющим на таяние. Ранние явно выраженные антициклоны $IIIa_p$ и поздние транзитные циклоны с теплым сектором IIa_l имеют меньшее значение, что подтверждается коэффициентом 0,5. Для компенсации аномально большой аккумуляции в отдельные годы из индекса I_1 вычитается число 10.

В приведенной выше формуле надо обратить внимание на тот факт, что для абляции важны не только определенные синоптические процессы, но и время их появления — в июле, в разгар сезона абляции, их роль больше, чем в июне и августе. Это следует иметь в виду при анализе синоптических процессов в любом районе.

Для фирновой зоны и области абляции формулы имеют другой вид, так как при одних и тех же синоптических процессах формируются местные условия погоды, выражающиеся в разных величинах облачности, температуры воздуха и альбедо. Например, если осадки выпадают наверху, на ледниковом куполе, в виде снега, они повышают альбедо, а если внизу в виде дождя, то альбедо там понижается, и, кроме того, жидкие осадки выделяют тепло и производят механическую абляцию поверхности льда.

При анализе энергетических параметров и абляции была обнаружена следующая закономерность: чем больше годовой баланс массы, тем меньше высотный градиент таяния, т.е. между ними наблюдается обратная связь. В работе отмечено также, что изменчивость аккумуляции в разные годы заметно меньше, чем абляции. Значит, годовой баланс массы в этом районе определяется в основном колебаниями летней абляции, а она, в свою очередь, меняется в пределах ледника больше в те годы, когда она велика.

В итоге можно сказать, что такой метод оценки связи годового баланса с синоптическими процессами можно применять лишь при наличии большого многолетнего ряда метеорологических и гляциологических наблюдений и при условии, что годовой баланс определяется в основном колебаниями летней абляции.

Несколько иные критерии анализа синоптических процессов применены в работе Х. Хойнкеса (Hoinkes, 1968). Здесь использованы результаты измерений баланса массы на трех ледниках Альп и трех в Скандинавии за продолжительный ряд лет, а в качестве количественного показателя, характеризующего синоптические процессы, — отклонение от средней за 1951 – 1960 гг. высоты изобарической поверхности 500 гПа. При расчетах этого параметра для Альп выделена зона 0 – 20° в.д. и 40 – 50° с.ш., а для Скандинавии — 0 – 20° в.д. и 60 – 70° с.ш.

Полученная информация позволила автору сделать ряд качественных выводов об общем характере связи исследуемых параметров. За один и тот же год отрицательный баланс массы скандинавских ледников и положительный — альпийских ассоциируется с низким (близким к нулю) синоптическим индексом в Альпах и высоким положительным в Скандинавии. И положительные, и отрицательные отклонения высоты поверхности 500 гПа в северной Европе выражены сильнее, чем в Альпах. Автор подчеркивает, что атмосферная циркуляция в зональной и меридиональной формах должна рассматриваться по сезонам, а не только за теплый период года. Нет простой зависимости между интенсивностью зональной циркуляции и колебаниями ледников. Наличие связи между балансом массы и отклонением от средней высоты поверхности 500 гПа указывает на важную роль циклонических или антициклональных условий в течение периода абляции. Отступание ледников в 60-е годы может быть обусловлено меньшей повторяемостью циклонических типов циркуляции, чем в конце XIX и начале XX столетия. Некоторые данные из рассматриваемой работы приведены в табл. 4.8.

Таблица 4.8

Баланс массы ледников и отклонения от средней высоты изобарической поверхности 500 гПа в Альпах и Скандинавии

Glaciers mass balance and deviations from the mean isobaric height of 500 hPa surface in the Alps and Scandinavia (from Hoinkes, 1968)

Район, ледник	1959/60	1961/62	1963/64	1964/65
	Годовой баланс массы, мм			
Альпы				
Большой Алечский	412	-412	-1293	1257
Хинтерайсфернер	-62	-686	-1245	925
Кессельвандфернер	118	-416	-537	1040
Скандинавия				
Стур	-1610	320	490	430
Нигардсбреен	—	2250	950	910
Стурбреен	-1090	720	210	340
	Отклонение от средней высоты 500 гПа (геопотенц. декаметры), май — сентябрь			
Альпы	-0,6	4,6	12,4	-6,4
Скандинавия	23,1	-20,1	-16,9	-11,4

Е. Драйзетль (1980) при анализе составляющих баланса массы по ряду ледников Альп (включая Хинтерайсфернер) использовал те же данные по балансу массы и синоптические индексы, что и Х. Хойнкес. Рассматривается также толщина слоя 500/1000 гПа (по результатам трех радиозондирующих станций), которая служит отличной мерой содержания тепла в нижней тропосфере: коэффициент корреляции с чистой абляцией за 17 лет по леднику Хинтерайсфернер составляет 0,88.

Изложенное выше свидетельствует о том, что на современном этапе изучения связей гляциологических параметров с синоптическими процессами (Alt, 1978; Hoinkes, 1968) или количественными характеристиками большого слоя атмосферы (Волкова, Тихановская, 1973), очень важного для выяснения причин изменения баланса массы ледников, имеются заметные успехи. Тем не менее, совершенствование методики такого рода исследований возможно как путем накопления данных по разным географическим регионам, так и путем сопоставления отдельных методов (включая типизацию местной погоды) в одном и том же ледниковом районе.

РЕЗЮМЕ

1. Использование метеорологических данных для анализа и расчета гляциологических показателей имеет давнюю историю. Еще на заре зарождения гляциологии как самостоятельной науки исследователи пытались связать с колебаниями ледников температуру воздуха и осадки как наиболее доступные и понятные в физическом отношении параметры. Позднее, начиная с 30-х годов XX столетия, было установлено, что действительные источники абляции ледника — это, в основном, тепло солнечной радиации, а также турбулентный теплообмен. Сложность их получения и невозможность распространения на большие территории и длительные временны́е интервалы привели к тому, что температура воздуха стала использоваться как основной индикатор всех потоков тепла для расчета слоя стаявшего снега и льда на леднике.

2. Фундаментальное исследование этого вопроса принадлежит В.Л. Шульцу, использовавшему в основном результаты наблюдений за таянием снежников и ледников в горных районах Средней Азии. Им определены величины таяния на 1° положительной средней суточной температуры воздуха, получившие название температурного коэффициента таяния K_t. Но для разных температурных условий и периодов неодинаковой продолжительности K_t весьма различен. За среднее В.Л.Шульц принял значение K_t, равное 5,5 мм на 1 °С, отклонения за пентаду составляли около 20%, за декаду — 7%. В.Л. Шульц отмечал, что расчеты таяния снега и льда по K_t с достаточно высокой степенью точности могут выполняться только для значительной территории — по водосборам, по разным высотным зонам, но не для отдельных снежников или ледников. У В.Л. Шульца было много последователей, и в период МГГ и позднее многие авторы приводили в своих работах значения K_t для отдельных ледников, которые существенно различались между собой в разных регионах и в разные годы. Причиной этих колебаний в основном служит радиационный фактор, который в значительной мере и определяет таяние, особенно при низких температурах, близких к 0 °С. Было установлено также, что таяние происходит и при отрицательных средних суточных температурах (до -12 °С), что несомненно возможно лишь при значительном поступлении солнечной радиации.

3. В определенных условиях температура воздуха служит индикатором общего поступления тепла на ледник, что зависит от ряда метеорологических факторов. Как правило, теплые дни одновременно и солнечные; турбулентный приток тепла при температуре воздуха выше 8 – 10 °С сопоставим с величинами радиационного баланса, и в этих случаях испарение нередко уступает место конденсации, давая дополнительное тепло поверхности ледника; при высоких температурах баланс длинноволновой радиации ледниковой поверхности близок к нулю или становится положительным. Кроме того, роль температуры воздуха в таянии возрастает в тех ледниковых районах, которые расположены на небольших высотах и где летом развита циклоническая деятельность (например, Полярный Урал). Все это и определяет достаточно тесную связь температуры воздуха с абляцией ледников.

4. Большое распространение в гляциологических исследованиях имеет формула, полученная В.Г. Ходаковым и А.Н. Кренке по результатам объединения данных наблюдений в разных географических районах, различающихся по широте и долготе, в пределах бывшего СССР. Это позволило рассмотреть связь средней летней температуры воздуха и летней абляции в большом диапазоне обоих параметров. Некоторые авторы высказывают мнение, что искусственное объединение температуры и таяния в разнородных по климату регионах в статистическом плане не совсем корректно, поскольку увеличение коэффициента корреляции сопровождается одновременным ростом дисперсии. Впоследствии в основную кубическую формулу расчета, предложенную названными выше авторами, вводились измененные числовые коэффициенты для уточнения расчетов в отдельных регионах. В уточненном виде формула была использована для расчета средних многолетних величин аккумуляции-абляции на высоте границы питания ледников при создании карт в разделе “Режим ледников” Атласа снежно-ледовых ресурсов мира.

5. В результате статистической обработки большой выборки по результатам измерений метеорологических показателей, составляющих радиационного баланса и таяния на 14 ледниках Средней Азии В.Г. Коноваловым была получена количественная оценка связи отдельных параметров между собой и с

суточной абляцией за периоды 10 – 20 и 30 – 40 дней. Наиболее высокие коэффициенты корреляции зафиксированы между абляцией и радиационным балансом (или балансом коротковолновой радиации), более низкие — с температурой воздуха. Связь температуры воздуха с радиационным балансом характеризуется коэффициентом корреляции около 0,7. Этот факт подчеркивает роль определенных типов погоды, благоприятных для таяния, в частности, в пределах горных районов Средней Азии, характеризующихся большой повторяемостью солнечных дней в летний сезон. В.Г. Коноваловым получены региональные формулы расчета таяния за периоды осреднения 10 и 30 дней по значениям радиационного баланса $B_к$ и температуры воздуха, дающие удовлетворительные результаты при сопоставлении измеренного и рассчитанного таяния.

6. О.А. Дроздов и Г.И. Мосолова провели детальный графический анализ связи суточной абляции с температурой воздуха и поглощенной радиацией с использованием обширных данных, включающих Полярный Урал, Джунгарский Алатау, Памир и Памиро-Алай, за короткие интервалы времени. Результаты показали, что связи только с одним параметром ненадежны, поскольку каждый из них (температура или радиация) достаточно сильно влияет на таяние при неизменном значении другого и, следовательно, связь с ним может быть определена только в узком диапазоне колебаний второго параметра.

7. Некоторые авторы (В.Г. Коновалов, Г.Е. Глазырин, А.Н. Кренке) для расчета и реконструкции баланса массы ледников использовали так называемый индекс баланса, включающий в себя в той или иной форме температуру воздуха и осадки за сезоны абляции и аккумуляции. Применение нами этих индексов для расчета баланса массы ледника Туюксу за 17 лет показало, что теснота связи между измеренными и рассчитанными величинами колеблется при применении разных формул от 0,68 до 0.83, а абсолютные ошибки в 70 – 80% случаев находятся в пределах ±50 г/(см^2·год), что свидетельствует о невысокой точности расчетов. Но эти формулы могут быть полезны для выяснения тенденции изменения баланса массы за длительный ряд лет.

8. В данной главе изложены также результаты чисто статистического подхода к поиску связей метеорологических и гляциологических параметров (Letreguilly, 1988) на основе данных по трем ледникам Западной Канады. В качестве аргументов использованы значения месячных сумм осадков и средних минимальных и максимальных температур за периоды от 1 до 12 месяцев в течение гидрологического года по нескольким метеостанциям. Результаты анализа показали, что наиболее удовлетворительные связи наблюдаются при использовании для конкретных ледников разных гляциологических показателей и данных метеостанций, т.е. эти связи имеют локальный характер. Полученные формулы связи годового баланса массы с температурой и осадками для разных ледников имеют неодинаковый вид. На основе этой работы можно сделать вывод о том, что чисто статистический подход к расчету гляциологических показателей мало добавляет к нашим знаниям по этому вопросу и, кроме того, не решает задачи получения региональных характеристик гляциологического режима.

9. Многофакторный анализ связей ряда метеорологических параметров с таянием ледников за короткие интервалы времени (5 – 10 дней), соизмеримые с продолжительностью одного-двух естественных синоптических периодов, был выполнен по данным детальных измерений текущего баланса массы на леднике Туюксу в летние периоды 1987 – 1989 гг. (А.П. Волошина, Р.Г. Головкова, К.Г. Макаревич). В качестве предикторов были выбраны: средняя суточная температура воздуха; баланс коротковолновой радиации, рассчитанный по наблюдениям в другие годы на основе типизации погоды; длительность солнечного сияния; количество осадков; нижняя облачность и высота изобарической поверхности 500 гПа по аэрологической станции Алма-Ата.

По этим данным были рассчитаны коэффициенты корреляции для всех возможных сочетаний перечисленных параметров. Наиболее тесная связь с одним из метеоэлементов получена для температуры — 0,84; коэффициент корреляции абляции с $B_к$ равен 0,74. Наилучшая двухпараметрическая связь характеризуется коэффициентом корреляции 0,90 для температуры и солнечного сияния и 0,88 для двух сочетаний: нижняя облачность плюс температура и солнечное сияние плюс высота 500 гПа. При увеличении числа коррелируемых метеоэлементов теснота связи существенно не меняется (на 0,01 – 0,03), что свидетельствует о пренебрежимо малой доле необъясненной дисперсии при использовании числа аргументов более двух. Несмотря на высокие коэффициенты корреляции, при сопоставлении измеренной и рассчитанной абляции ошибка в отдельные дни достигает 30 – 40% при большом суточном таянии и более 100 – 200% — при пониженной абляции. Таким образом, данный метод может применяться в основном для установления функциональных связей основных факторов, определяющих интенсивность абляции за короткие интервалы времени.

10. Многофакторный анализ метеорологических и гляциологических параметров за несколько периодов абляции был сделан по результатам исследований, проведенных по данным наблюдений на леднике Обручева (Полярный Урал) в 1967 – 1975 гг. (П.А. Шумский, А.П. Волошина, М.С. Красс). На первой ступени анализа изучалось влияние постоянных локальных факторов (высота, наклон, кривизна, экспозиция, затененность горным обрамлением и расстояние от края ледника), на второй — роль меняющихся метеорологических показателей (температура воздуха, скорость ветра, продолжительность солнечного сияния, осадки). Коэффициент корреляции годовой абляции и постоянных локальных факторов, как и следовало ожидать, оказался достаточно низ-

ким: сводный равен 0,64, с отдельными факторами он колебался от 0,45 до 0,13. Связь абляции с метеопараметрами заметно выше: 0,89 – с температурой воздуха, 0,75 – с продолжительностью солнечного сияния, 0,72 – с зимними осадками и пренебрежимо малая — со скоростью ветра. Среднеквадратическая ошибка двухступенчатой линейной регрессии составляет 36,8 ± 7,2 г/см^2, или 14,6 ± 2,9 % годовой абляции.

11. Примером качественной оценки влияния метеорологических показателей на составляющие баланса массы и его общую величину служит работа М. Куна, сделанная на основе данных по леднику Хинтерайсфернер и ближайшей метеостанции за 1952/53 – 1981/82 гг. Применены два статистических метода анализа — расчет нормированной величины отклонения соответствующего параметра за каждый год от средней путем деления его на стандартное отклонение и так называемая ранговая корреляция, при которой исследуемые параметры выстраивают в ряд по мере возрастания или убывания их величины, а затем сравнивают показатели, имеющие наибольшие или наименьшие ранговые номера. По нашему мнению, использование таких упрощенных статистических методов при осреднении исходных данных за большие периоды позволяет сделать лишь самые приблизительные, легко предсказуемые выводы.

12. Особое место при исследовании связей метеорологических и гляциологических показателей занимает использование мезо- и крупномасштабных процессов атмосферной циркуляции для установления причин колебаний (а в некоторых случаях, и расчета) этих параметров на макромасштабном уровне. В данной главе описаны типизации погоды, предложенные разными авторами, классификации синоптических процессов, а также методика, использующая количественные характеристики большого слоя атмосферы для оценки их связи с приземными параметрами.

Предложенная нами в 1966 г. классификация погоды для условий Центрального Кавказа основана на выделении четырех генетических типов — трех внутримассовых (антициклональный, конвективный без осадков и с осадками) и фронтального. Типы погоды устанавливаются по данным наблюдений ближайшей к леднику метеорологической станции, а именно, облачности, продолжительности и вида осадков и атмосферный явлений. В дальнейшем эта типизация была использована при разработке методики расчета летней абляции в тех районах, где радиационное тепло составляет основную приходную статью теплового баланса. По данным измерений на одном или нескольких ледниках рассчитываются характерные величины радиационного баланса и соответствующая ему абляция для разных типов погоды. Затем эти данные (на основе повторяемости отдельных типов погоды) используются в расчетах для тех периодов, когда измерения на леднике не велись. Сопоставление измеренных и расчетных значений абляции на леднике Марух показало удовлетворительные результаты (расхождение около 10%).

В работах Н.И. Беловой, основанных на результатах наблюдений в ледниковом районе Алтая, при выделении отдельных типов погоды были использованы локальные качественные критерии — температура воздуха и облачность. Всего выделено семь типов, например, теплая ясная погода, холодная малооблачная и др. Повторяемость этих типов в пределах одного бассейна или одного ледника различна и является функцией высоты, что свидетельствует об отсутствии признаков генетической классификации.

Для типизации погоды на леднике Джанкуат В.А. Маркин использовал как макроциркуляционные процессы и синоптические ситуации, так и местные условия погоды (температура, солнечное сияние, продолжительность осадков). Следует отметить некоторую субъективность подбора количественных параметров метеорологического режима и синоптических процессов, из-за чего данная типизация локальна, т.е. может использоваться лишь для конкретного ледника в небольшом диапазоне высот.

В работе М.В. Волковой и А.А. Тихановской предложен оригинальный метод расчета температуры воздуха и абляции на леднике по данным о температуре радиозондирующих станций в слое атмосферы 4 – 7 и 4 – 10 км. Найдены вполне удовлетворительные связи указанных параметров: коэффициент корреляции температуры воздуха на леднике и в слое 4 – 7 км составляет для отдельных ледников 0.77 – 0,91; для абляции и температуры в том же слое атмосферы он несколько ниже — от 0,53 до 0,72. Очевидно, что этот способ оценки абляции имеет самостоятельное значение, но может применяться и в совокупности с другими методами исследования зависимости метеорологических и гляциологических параметров.

13. Детальная работа Б.Т. Альт по оценке роли отдельных синоптических процессов в летнем и годовом балансе ледников была проведена на основе результатов наблюдений на ледниковом куполе о. Девон (Канадский Арктический архипелаг). Использовались метеорологические и энергетические характеристики, значения годового баланса массы в фирновой зоне и в области абляции, а также ежедневные синоптические карты для уровня моря, 850- и 500-миллибаровой поверхностей. В результате анализа всех этих материалов были выделены три основных синоптических типа и в каждом из них — по два подтипа, по-разному влияющих на интенсивность таяния на леднике. Математическая обработка позволила найти индексы, выражающие связь разных синоптических типов в летние месяцы с общим приходом тепла для зоны оледенения в целом, а также отдельно для фирновой зоны и области абляции. В работе подчеркивается, что такой метод оценки связи годового баланса с синоптическими процессами можно применять при наличии многолетних рядов метеорологических и гляциологических наблюдений и лишь в том случае, если годовой баланс определяется в основном колебаниями летней абляции.

Х. Хойнкес при исследовании причин колебаний баланса массы ледников Альп и Скандинавии использовал синоптический индекс, т.е. отклонение от средней высоты изобарической поверхности 500 гПа по данным ряда аэрологических станций в большом регионе: 0 – 20° в.д. и 40 – 50° с.ш. для Альп и 0 – 20° в.д. и 60 – 70° с.ш. для Скандинавии. Сопоставление баланса массы исследуемых ледников (по три в каждом районе) и синоптического индекса обнаруживает тесную связь этого показателя с колебаниями баланса массы, но выводы делаются на качественном уровне, поскольку нет простой связи между интенсивностью зональной циркуляции и колебаниями ледников.

SUMMARY

1. The use meteorological data for analysis and computation of glaciological parameters has the long history. When glaciology only originated as the independent science, the investigators tried to connect air temperature and precipitation amount with glaciers fluctuations as most available and understandable physical parameters. Later, since the thirties of the twentieth century, it was established, that the real sources of glaciers ablation were radiation components, mainly, the heat of solar radiation as well parameters of the turbulent heat- and water vapour exchange. The difficulty of their receiving, the impossibility of extrapolation to large territories and another time intervals led to the fact, the air temperature started to be used as the main indicator for computation of the melted snow and ice layer on glaciers.

2. The fundamental study of this question is the work of V.L. Shulz, who used mainly the observations records of snow-fields melting in the mountain regions of the Middle Asia in the altitude interval of 1800 – 3700 m and also on Imat Glacier. He calculated the values of melted layer per 1° of the positive mean daily air temperature (named the temperature coefficient of melting K_t) for different temperature conditions and varied duration periods. The mean value of K_t was accepted as 5.5 mm per 1°, deviations for 5-days periods were about 20%, for decade — 7%. But V.L. Shulz noted, that such estimates can be realized only for considerable territories — for water basin, some height zones, but not for separate snow-fields or glaciers. V.L. Shulz had many followers, and during IGY and later many authors placed in their works the values of K_t for some glaciers, which varied sufficiently in different regions and for different years. The reason for these fluctuations of K_t is the radiation factor, which has considerable influence on the intensity of melting, especially for low temperature, close to 0 °C. It was established, that the melting process takes place also, if the mean daily temperatures are negative (up to -12 °C), which happens undoubtedly, only when the income of solar radiation is great.

3. For certain conditions the air temperature is the indicator of heat balance, what depends on some meteorological factors. As a rule the warm days are at the same time sunny; turbulent flux of heat for air temperatures above 8 – 10 °C is comparable with radiation balance values and in these cases evaporation is replaced by condensation, giving additional heat to glacier surface. If the air temperature is high, long-wave radiation balance is close to zero or it becomes positive besides the air temperature role in melting increases in those glaciated regions, which are situated at low altitude and where the cyclonic activity is developed in summer (for instance, in the Polar Urals). All these factors determine rather close connection of the air temperature with glaciers ablation.

4. The formula, got by V.G. Khodakov and A.N. Krenke, is widely practiced in Russian glaciological publications. It was based on the generalized records of measurements in many geographical regions of the former USSR territory, varied by latitudes and longtitudes. It gave a chance to consider the connection of mean summer temperature and total ablation for great scope of both parameters. Some authors express the opinion, that artificial combination of temperature and ablation in the regions with heterogeneous climate is not quite correct from statistical point of view, as the increase of correlation coefficient is accompanied by simultaneous rise of variance. Later altered coefficients were put into the main cubic formula of mentioned authors for greater accuracy of computations in various regions. This formula was used for computation of the mean accumulation-ablationat at *ELA* of glaciers, when some maps were making in the World Atlas of Snow and Ice Resources.

5. On the basis of statistical analysis of meteorological records, great amount as well radiation balance components and ablation data on 14 glaciers of the Middle Asia, V.G. Konovalov made quantitative estimation of some parameters relation with each other and with daily ablation layer for periods of 10 – 20 and 30 – 40 days. The most high coefficients were received with ablation layer and radiation balance (or short-wave radiation balance), lower — with air temperature (mode 0.5, on the average 0.8). The connection of air temperature and radiation balance is expressed by correlation coefficient of about 0.7, that once more emphasizes the role of certain weather types, favourable for melting specifically within mountain of the Middle Asia regions, characterized by great frequency of sunny days in summer. V.G. Konovalov has got the regional formulas for melted layer calculation for averaged periods of 10 and 30 days on basis of short-wave radiation balance and air temperature, giving satisfactory results, when the measured and calculated values of melting were compared.

6. O.A. Drozdov and G.I. Mosolova have made the detailed graphic analysis of the relationship between daily ablation and air temperature or absorbed solar radiation. They have used vast data, including the Polar Urals, Dzhungarskiy Alatau, Pamirs and Pamir-Alay for short-time periods (5 – 10 days). The results showed, that correlation of melted layer only with one index in unreliable, as each of them (temperature or radiation) has strong enough influence on melting rate, when the value of the other is fixed. Consequently, the connection with

it can be got only in small interval of fluctuations of the other parameter.

7. Some authors (V.G. Konovalov, G.E. Glazyrin, A.N. Krenke) used so-called balance-index, which includes in one or another form the air temperature and precipitation sums for ablation and accumulation seasons. The author of this work has used these indexes for estimation of mass balance of Tuyuksu Glacier for 17 years. The results showed, the rate of relation between the measured and calculated values varies from 0.68 to 0.83 for different formulas. The absolute errors are in the interval of ± 50 g/cm^2 per year, what shows, that estimations precision is not very high. But these data can be used for elucidation of the changes in the mass balance tendency for long-term period.

8. In this chapter the results of meteorological and glaciological parameters relations are presented on the data of the investigations on three glaciers of the West Canade (A. Letré guilly). As arguments the monthly sum of precipitation and also mean minimum and maximum temperatures for different months number (from 1 to 12) are used for some meteorological stations. The analysis results showed, that most satisfactory relations take place for different glaciers, glaciological parameters and meteorological stations, i.e., these connections are local. The obtained formulas of the annual mass balance connection with the temperature and precipitation have the different form for different glaciers. On the basis of this work the following conclusions can be made: the truly statistic approach to computations of glaciological indexes does not add much to our knowledge in this question and besides it doesn't solve the problem of glaciological regional parameters estimation.

9. Multy-factor analysis of some meteorological parameters connections with the values of melted layer on the glacier was fulfilled for the short intervals (5 – 10 days) commensurable with the duration on one-two natural synoptic periods. It was made on the basis of detailed measurements data of short-term mass balance on Tuyuksu glacier in the summer periods of 1987 — 1989 (A.P. Voloshina, R.G. Golovkova, K.G. Makarevich). The mean daily temperature, short-wave radiation balance (calculated on the basis of measurements in another years for some weather types), the relative sunshine duration, amount of precipitation, low cloudiness and the height of isobaric surface 500 hPa (on data Alma-Ata aerological station) were taken as the arguments. Based on these data correlation coefficients were calculated for all possible combinations of enumerated parameters. The most close connection of ablation value with one meteorological parameter was obtained for temperature — 0.84; for short-wave radiation balance it was equal 0.74. The best connection with two parameters is characterized by correlation coefficient 0.90 for the low cloudiness plus temperature and sunshine plus the height 500 hPa. If the number of correlated parameters increases, the rate of connection doesn't change (by 0.01 – 0.03), that testifies to very small part of not explained variance, when the number of arguments exceeds two. In spite of high correlation coefficients when comparing measured and calculated values of ablation, in some days error reaches 30 – 40% if daily melted layer is more than 1.2 g/cm^2 and more than 100 – 200%, if ablation rate is low. So, described method can be used mainly for the establishment of functional connections of the main factors, determing the ablation rate for short-time periods.

10. Multy-factors two-stage analysis of meteorological and glaciological parameters was made for several ablation seasons on the basis of investigations on Obruchev Glacier (the Polar Urals) in 1967 – 1975 (P.A. Shumskiy, A.P. Voloshina, M.S. Krass). At the first stage of this analysis the influence of constant local factors (altitude, slope angle, curve, exposition, role of mountain ranges screening and the distance from the edge of glacier) was studied, at the second stage — the role of varying meteorological parameters (air temperature, wind speed, duration sunshine, precipitation). The common correlation coefficient of summer ablation and constant local factors is equal to 0.64, with some of them — from 0.45 to 0.13. The connection of summer ablation with meteorological parameters is noticeably higher: 0.89 with air temperature, 0.75 with sunshine duration, 0.72 with winter precipitation and it is very small with wind speed. Mean square deviation of two-stage linear regression equals to 36.8 ± 7.2 g/cm^2, or 14.6 ± 2.9% of summer ablation.

11. The work of M. Kuhn, made on the basis of data from Hintereisferner Glacier and nearest meteostation in 1952/53 — 1981/82 may be an example of qualitative estimation of meteorological parameters influence on mass balance components and its total value. Two statistical methods of analysis were applied: a) the calculation of standartized value of respective parameter deviation by its dividing into individual deviation from 30-years mean and b) so-called rank correlation, when the variables are given into number in conformity with increasing or decreasing their size. Then the studied groups of parameters, characterized by the most and the least rank numbers, are compared. In our opinion, the employment of such simplified statistic methods, when initial data are averaged for great periods, allow to make only approximate conclusions, easily predicted.

12. The analysis of meso- and macroscale atmospheric circulation processes is of great significance, when the connections are studied with meteorological and glaciological parameters and the causes of their fluctuations for the large territories. In this chapter weather typizations were described, worked out by some authors, synoptic processes classifications, and also the method, where quantitive criteria of great layer of atmosphere are used for estimation of their connection with the near-surface parameters.

Genetical weather typization, worked out by the author in 1966, was used later for the computation of summer ablation, when selecting some weather types (anticyclonic, convectional without precipitation or with it, and frontal) on the basis of nearest to the glacier meteorological station data, and the using measurement data on some glaciers for the mean radiation balance values

calculations for different weather types. The comparison of measured and calculated values of summer ablation showed satisfactory results (differences are about 10%).

In N.I. Belova's works, based on the measurements records in glaciated Altay region, the local qualitative criteria were used (air temperature and cloudiness) for determination of weather types. In total 7 types were selected, for example — warm clear weather, cold slight cloudy and so on. Frequency of these types differs in limits of one basin or one glacier and is the function of elevation, that testifies to the absence of genetic classification signs.

V.A. Markin used for weather typization on Dzhankuat Glacier (Central Caucasus) both macrocirculation and synoptic processes, and also local weather conditions (air temperature, sunshine, precipitation duration). Some subjectivity in selection of meteorological parameters and synoptic processes takes place and thus this typization is local, i.e., it can be used only for one glacier and in small interval of height.

In the work of M.V. Volkova and A.A. Tikhanovskaya the original method for near-surface air temperature and glacial ablation computation is applied, based on temperature measurements by radiosonding station in the atmospheric layer 4 – 7 and 4 – 10 km (Zeravshanskiy range). Rather satisfactory connection for indicated parameters are established — correlation coefficient between air temperature on the glacier and in the layer 4 – 7 km totals to 0.77 – 0.91 for some glaciers; connection of ablation and air temperature in the same layer is a little lower — from 0.53 to 0.72. It is obvious, that this method of ablation amount estimation is significant in itself, but it can be used together with other research methods of meteorological and glaciological parameters connection.

13. To estimate the role of some synoptic processes in summer and annual mass balance of glaciers, the detailed work (B.T. Alt) was fulfilled on the basis of measurements data on the ice cap of Devon island (Canadian Arctic archipelago). Meteorological and energy characteristics, annual mass balance in firn and ablation area, as well as daily synoptic maps for sea level, 850- and 500-mbar surfaces were used. As the result of all these data analysis there main synoptic types (and in each of them — two subtypes) were selected, influencing in different ways the rate of melting on glacier. In the foundations on these types classification the time of season (before, during and after finishing of melting) and tracts of cyclones were put. The statistic analysis gave the opportunity to find indexes, expressing the connection of different synoptic types in summer with energy balance for the intire glaciated zone as a whole, and also separately for firn and ablation areas. The following conclusion was made in this work: this method of mass balance connection with synoptic processes estimation can be used, if there are long-term meteorological and glaciological data and only when the annual mass balance is determined mainly by fluctuations of summer ablation.

When searching the causes of glacier mass balance fluctuations in Alps and Scandinavia, H. Hoinkes used the deviation of isobaric surface 500 mbar from its mean height on the basis of data for some aerological stations in the large region: 0 – 20° E and 40 – 50° N for Alps and 0 – 20° E, 60 – 70° N for Scandinavia. The comparison of mass balance for studied glaciers (three in each region) and synoptic index indicates the close connection of mass balance, but the conclusions are made at the qualitative level, as there is not simple connection between the intensity of zonal circulation and glaciers fluctuations.

Заключение

Основные итоги обширных метеорологических исследований на горных ледниках в границах бывшего СССР, проводившихся в 50 – 80-е годы XX столетия, условно можно разделить на две категории. Во-первых, это накопление и анализ данных о характере метеорологических и синоптических процессов, теплообмене, мезо- и микроклимате по большому числу ледников в ряде горно-ледниковых районов, результатом чего было расширение наших знаний о процессах внешнего массоэнергообмена ледников. Эти результаты широко используются при решении ряда прикладных задач — установлении локальных и региональных связей метеорологических и гляциологических параметров на уровне эмпирических формул и математических моделей. Другой, на менее важный итог заключается в развитии методических основ для более точного измерения и расчета компонентов теплового баланса, некоторых гляциоклиматических показателей, а также для совершенствования уже имеющихся способов их оценки.

По объективным причинам характеристики элементов метеорологического режима и теплового баланса получены, как правило, лишь на небольшом числе ледников за непродолжительные периоды времени, поэтому нередко они имеют ограниченную сопоставимость для разных регионов и, что самое важное, не могут быть использованы для климатических оценок из-за кратковременности наблюдений и их малой репрезентативности. Исключение составляют результаты исследований на круглогодичных стационарах (ледники Марух, Абрамова, Туюксу), где метеорологические наблюдения велись в течение нескольких лет в период Международного гидрологического десятилетия (1965 – 1974 гг.) и позже. Однако (насколько нам известно) попыток приведения основных метеорологических показателей к многолетним рядам не было сделано и на этих объектах.

Наиболее сравнимы результаты измерения компонентов радиационного баланса, получаемые инструментальным путем. Но возможности их совместного анализа для разных ледников также несколько ограничены по ряду причин, а именно: а) из-за значительной изменчивости параметров радиационного энергообмена в пределах ледника, обусловленной типом поверхности (снег, лед), степенью загрязнения и увлажненности (измерения, как правило, велись в одном-двух пунктах); б) из-за разной формы представления данных в статьях и монографиях по отдельным районам (периоды осреднения) и неодинаковой длительности наблюдений (чаще всего не охватывавших период абляции). Тем не менее, мы выполнили некоторые обобщения составляющих радиационного баланса и его итоговой величины по ряду горно-ледниковых районов.

Как было выяснено после длительного, многолетнего периода теплобалансовых работ на горных ледниках, турбулентные составляющие теплового баланса, получаемые по материалам градиентных наблюдений, дают неопределенные результаты, что связано с использованием расчетных методов, “перенесенных” с равнины, где не наблюдается таких глубоких инверсий и столь значительной устойчивости воздуха.

При низких температурах в приледниковом слое воздуха роль турбулентного теплообмена в приходной части теплового баланса пренебрежимо мала и находится в пределах ошибок измерений основных составляющих (радиационного баланса и затрат тепла на таяние или абляцию). Поэтому применение того или иного метода расчета не отражается на общих результатах, и при сравнении измеренных и рассчитанных величин таяния расхождения могут быть невелики, что обычно убеждает авторов той или иной работы в правильности выбранного ими способа нахождения турбулентных потоков тепла и влаги. Кроме того, в большинстве горно-ледниковых районов (кроме Западного Кавказа и Алтая) преобладает испарение и, таким образом, потоки тепла, участвующие в турбулентном обмене, частично или полностью компенсируют друг друга.

Особенно важна обсуждаемая проблема в тех районах, где температура воздуха на ледниках достигает 10 – 15 °C, а величины турбулентных потоков тепла и влаги составляют уже заметную статью прихода (или расхода) и сопоставимы с радиационным балансом. В этих случаях ошибки при расчете P и LE могут быть значительными, что и было установлено косвенными способами. На основе изложенного выше становится понятным, почему мы уделили столь малое внимание анализу структуры теплового баланса поверхности горных ледников, данные о которой имеются в многочисленных работах по исследуемому вопросу.

Наиболее значительные успехи в развитии гляциометеорологии горных стран за исследуемый период, по нашему мнению, были достигнуты в следующих направлениях.

1. Была ***разработана классификация типов поверхности*** ледников по степени их загрязненности и увлажненности, а также ***получена количественная характеристика альбедо*** каждого типа на основе статистической обработки результатов его измерений во многих горно-ледниковых районах (В.Г. Коновалов). Это дает возможность примерной оценки альбедо отдельных участков поверхности ледников и расчета баланса коротковолновой радиации по результатам стационарных наблюдений в одном-двух пунктах.

2. Предприняты попытки ***определения альбедо всей поверхности ледника*** или его большого участка ***на основе дистанционных наблюдений*** с помощью альбедометра и фотосъемок (с самолета, вертолета или с высокой точки на хребте) (А.М. Гринберг). Одновременно альбедо измерялось во многих точках на поверхности ледника. Этот способ определения альбедо заслуживает внимания, поскольку дает единственную возможность охватить большую площадь, но из-за

технических трудностей и больших денежных затрат он не получил дальнейшего развития.

3. На определенном этапе развития компьютерной технологии стала возможной ***разработка методики расчета составляющих радиационного баланса для всей поверхности ледника*** с учетом различий в ориентации и углах наклона его отдельных участков (А.П. Черкасов). Расчеты выполняются на основе стационарных актинометрических наблюдений в одной-двух точках ледника и многократных измерений альбедо разных видов ледниковой поверхности. При этом для установления связи отдельных метеорологических элементов и реконструкции радиационного баланса используются также данные ближайшей к леднику метеостанции.

4. Установлено, что ***на горных ледниках инверсия температуры имеет адвективное происхождение***, т.е. образуется не только вследствие охлаждения самого нижнего слоя воздуха, а в основном под влиянием масс теплого воздуха, поступающего из долины при хорошо развитой горно-долинной циркуляции и (или) с нагретых склонов, ночью — при фёнах. Этот факт имеет большое значение при анализе температурных профилей с целью разработки оптимальной методики оценки турбулентных компонентов теплового баланса, а также при определении температурного скачка и расчете вертикального градиента температуры для всей поверхности ледника.

Отметим, что на больших покровных ледниках в Арктике и Антарктиде инверсии формируются в основном в результате радиационного выхолаживания в ночные часы, и они ослабевают при сильных ветрах, в то время как горные адвективные инверсии с ростом скорости ветра углубляются.

5. В приледниковом слое воздуха на некоторой высоте в определенных условиях происходит ***резкое повышение температуры, т.е. "излом" профиля, названный "термоклином"*** (G. Liljequist; B. Holmgren; И.Г. Москаленко, Д.Б. Ставиский). Наиболее ярко этот феномен выражен на покровных ледниках, но может наблюдаться и на горных. Высота термоклина колеблется в больших пределах — от 0,5 м до нескольких метров. Возможные причины его образования могут заключаться в переходе от ламинарного режима к турбулентному на какой-то высоте, в подавлении турбулентности при стоковом ветре в зоне его максимальной скорости, либо в нарушении однородности и стационарности потока при адвекции теплого воздуха со склонов.

Для микроклимата и жизнедеятельности ледников в летний сезон факт существования термоклина имеет важное значение, поскольку он отделяет нижний, холодный воздух от остальной, более теплой массы, тем самым снижая поступление тепла к леднику. Возможное наличие термоклина следует учитывать при разработке методов расчета параметров турбулентного обмена на ледниках и определении верхнего уровня, на котором измеряются величины метеорологических показателей, необходимых для расчетов.

6. При отсутствии надежных расчетных методов определения турбулентных составляющих теплового баланса исключительную ценность имеют немногочисленные результаты ***прямых измерений испарения*** на высокогорных ледниках. Наиболее полные сведения об испарении при разных типах погоды получены И.М. Лебедевой на ледниках восточного и южного Памира. На основе этих данных ею построены кривые изменения испарения с высотой и географической широтой для условий Средней и Центральной Азии.

7. По результатам ряда работ, обобщающих данные об основных компонентах теплового баланса и интенсивности абляции за определенные периоды времени ***косвенным путем оценен вклад турбулентной составляющей*** в приходную часть теплового баланса в зависимости от температуры воздуха и баланса коротковолновой радиации (О.А. Дроздов, Г.И. Мосолова). Установлено, что при температуре воздуха ниже 10 °С (ориентировочно) радиационный баланс полностью обеспечивает затраты тепла на абляцию и часть его расходуется, возможно, на испарение, прогревание и длинноволновое излучение. При температурах выше 10 °С доля баланса коротковолновой радиации в тепловом эквиваленте таяния составляет лишь 50 – 70%, остальное тепло поступает в результате турбулентного теплообмена.

Подобные выводы были сделаны нами и на основании анализа связей доли баланса коротковолновой радиации в тепловом эквиваленте абляции по результатам наблюдений на ледниках Средней Азии (В.Г. Коновалов). В июле и августе на уровнях ниже 3,4 км (т.е. при температуре воздуха выше 8 – 10 °С) радиационный баланс обеспечивает лишь 65 – 80% энергии, расходуемой на абляцию, остальное — турбулентный поток тепла из воздуха (часть которого в этом регионе может быть затрачена и на испарение).

Таким простым способом на большом фактическом материале можно доказать, что существующие в настоящее время расчетные методы определения турбулентных потоков тепла и влаги (применение которых дает значительно меньшие величины) вряд ли целесообразно использовать при глубоких инверсиях на горных ледниках.

8. Одна из наиболее важных методических работ, выполненная еще в период МГГ — это ***определение совокупной доли турбулентного тепла и теплового эквивалента конденсации*** ($P+LE$) как остаточного члена при измерении радиационного баланса и затрат тепла на таяние ***для всей поверхности ледника*** (В.Н. Адаменко, ледник ИГАН). Таким образом были решены несколько задач: а) найдены действительные величины турбулентной составляющей, отличающиеся от расчетных на порядок; б) оценен относительный вклад турбулентного компонента в общее количество тепла, расходуемого на таяние — на субарктических ледниках Полярного Урала он составляет в среднем 50%; в) установлены значительные колебания величин ($P+LE$) в пределах ледника (от 20 до 80%); г) отмечено, что изменчивость этой состав-

ляющей теплового баланса значительно больше, чем радиационного баланса, и она сопоставима с географической изменчивостью ($P+LE$). Эти выводы были подтверждены нашими исследованиями в 1977 г. на другом леднике Полярного Урала (Обручева).

9. Определенную ценность представляют немногочисленные ***результаты аэрологических наблюдений*** над горными ледниками и в примыкающей части долин, хотя на их основе сделать какие-либо обобщающие выводы очень трудно. Установлена определяющая роль характера рельефа в формировании толщины и повторяемости стоковых (горного и ледникового) и долинного ветров. Наибольшая мощность горного и долинного потоков была зафиксирована в районе ледника Федченко (О.А. Дроздов); как правило, она совпадает с вертикальными размерами вмещающей долины. Примером нивелирующей роли рельефа может служить долина ледника Туюксу, круто обрывающаяся ниже древней морены у его конца, вследствие чего теплый воздух из нижней части долины практически на ледник не проникает.

Ледниковый ветер имеет небольшую мощность даже на крупных ледниках (не более 100 – 200 м), максимум скорости чаще всего фиксируется на уровне 10 – 20 м от поверхности ледника (по аэрологическим наблюдениям). Но его роль чрезвычайно велика в изменении вертикального профиля скорости ветра в самом нижнем слое воздуха (максимум скорости отмечается на высоте 0,5 – 1 м), поскольку это определяет характер турбулентного перемешивания.

Влияние местной циркуляции на величины основных метеорологических показателей следует учитывать при определении оптимального местоположения временных метеопостов вне ледника — они должны находиться вне зоны воздействия местных потоков, особенно катабатических ветров. При расчете средней температуры воздуха на леднике по данным метеостанции также важна оценка ее положения в определенных условиях рельефа — на дне долины ("холодные" станции) либо на склоне ("теплые"); последнее предпочтительнее.

10. В процессе анализа результатов исследований на горных ледниках выявились ***два альтернативных подхода к определению "температурного скачка"***: в основе одного из них лежит зависимость этого показателя от размеров ледника (В.Г. Ходаков), а другого — его связь с температурой воздуха (Н.В. Давидович, А.П. Волошина и др.). В первом случае в качестве основного аргумента используется ширина ледника или его площадь. Температура воздуха, применяемая во втором случае, измеряется на той же абсолютной высоте, что и на леднике, но вне пределов влияния ледникового ветра. Возможен также расчет температуры с учетом её вертикального градиента от ближайшей метеостанции. Очевидно, что существуют различия в величине температурного скачка, определенного двумя этими способами.

Исследования Н.В. Давидович позволили установить, что ***значение температурного скачка не остается постоянным на протяжении всего ледника***, его максимальная величина, очевидно, находится в верхней части области абляции, что обусловлено в основном ослаблением влияния долинного ветра и увеличением ширины ледника. Связь температурного скачка с температурой воздуха имеет локальный характер и зависит от вида подстилающей поверхности вне ледника, где она измеряется, а также от формирования температурного режима на самом леднике. Тем не менее, по результатам исследований в Скандинавии, на Кавказе, Алтае, Тянь-Шане Н.В. Давидович была установлена достаточно надежная связь температуры воздуха на леднике и вне его, которая может быть использована для расчета многолетних значений температурного скачка. Обобщенные А.Н. Кренке сведения о температурном скачке в горно-ледниковых районах бывшего СССР показывают, что этот параметр колеблется в основном в пределах 1 – 3 °С.

Остается открытым вопрос о том, в каком случае величина температурного скачка истинная: а) при определении разности температур, измеренных на леднике и боковой морене; б) он рассчитан по вертикальному градиенту от долинной метеостанции; в) скачок получен при сопоставлении температуры воздуха на леднике и в свободной атмосфере на той же высоте, по измерениям ближайшей аэрологической станции.

11. ***Величина вертикального температурного градиента*** в пределах ледника ***существенно зависит от степени влияния горно-долинной циркуляции и ледникового ветра*** в его разных зонах. В тех случаях, когда роль теплого долинного потока нивелируется горным препятствием (например, висячая долина ледника Голубина в Киргизском хребте), градиент температуры близок к его величине для неледниковой поверхности в горах, т.е. около 0,6°/100 м. При интенсивном воздействии катабатических и долинного ветров в их регулярной смене в течение суток градиент может меняться от 0,5°/100 м, если весь ледник находится в зоне влияния стоковых ветров, до 1,4°/100 м в те периоды, когда пункты наблюдений в верхней и нижней частях ледника находятся под воздействием разных потоков. Эти, по-видимому, экстремальные величины были зафиксированы нами в области абляции ледника Медвежий на Центральном Памире.

12. В работе предложена ***классификация способов установления связей между метеорологическими и гляциологическими показателями***; эти связи могут быть использованы и в чисто научных, и в прикладных целях. Выделены одно- и двухфакторные зависимости, аргументами в них чаще всего служат температура воздуха и (или) радиационный баланс (либо баланс коротковолновой радиации).

В отдельных исследованиях применялся многофакторный анализ, целью которого в основном было установление причин колебаний гляциологических параметров, а независимыми переменными выступали как основные метеорологические показатели, получаемые на метеостанции, так и измеренные (или рассчитанные) на ледниковой поверхности.

Другая группа методов изучения связей метеорологических и гляциологических параметров включает анализ мезо- и крупномасштабных процессов атмосферной циркуляции и установление причин колебаний этих параметров на значительной территории. Типизации погоды, предложенные рядом авторов, могут быть использованы и для расчета абляции ледников.

13. ***Расчеты таяния снега и льда по температуре воздуха***, по мнению ряда исследователей, фундаментально изучавших этот вопрос (например, В.Л. Шульца), с достаточно высокой степенью точности могут выполняться лишь для значительных территорий — по водосборам, разным высотным зонам (но не для отдельных ледников и снежников) и за длительные промежутки времени.

Оценка величины таяния (или абляции) по температуре воздуха нашла большое применение вследствие доступности измерения или расчета этого показателя. Кроме того, в определенных условиях температура воздуха служит индикатором баланса тепла: как правило, тепловая трансформация либо адвекция теплого воздуха происходит при ясной и малооблачной погоде, когда поступление солнечной радиации на поверхность ледника выражается максимальными величинами.

Именно благодаря указанным причинам большое распространение в отечественной литературе с середины 60-х годов получила формула, предложенная В.Г. Ходаковым и А.Н. Кренке. Она основана на объединении данных измерений средней летней температуры воздуха и абляции за тот же период в разных географических регионах бывшего СССР, в большом диапазоне изменений обоих параметров. Эта формула, как и другие виды связи с температурой воздуха, по существу имеет локальное применение. Возможно, именно поэтому в кубический вариант формулы впоследствии были внесены коррективы для уточнения расчета многолетних характеристик абляции в отдельных ледниковых областях.

Метод расчета температуры воздуха в нижнем слое над ледником и абляции снега и льда по величине температуры в средней тропосфере занимает особое место в применении однофакторных связей (А.А. Тихановская, М.В. Волкова), поскольку температура средней тропосферы в данном случае выступает как генетический признак, обусловленный характером атмосферной циркуляции (преобладание циклонического или антициклонального типа синоптических процессов, направление воздушных потоков и т.д.).

Установление двухфакторных связей абляции с температурой воздуха и балансом коротковолновой радиации (О.А. Дроздов, Г.И. Мосолова; В.Г. Ходаков) как за короткие интервалы (5 – 10 дней), так и за летний период в целом убедительно показывает, насколько эти зависимости надежнее однофакторных. Каждый аргумент (температура либо радиационная характеристика) достаточно сильно влияет на абляцию при неизменном значении другого. Иными словами, однофакторная зависимость может использоваться только в узком диапазоне колебаний второй переменной и, следовательно, имеет локальное применение.

14. ***Многофакторный анализ абляции и ряда метеорологических параметров*** за короткие интервалы времени (5 – 10 дней) весьма целесообразен для установления их функциональных связей на локальном уровне, что показали результаты исследований текущего баланса массы на леднике Туюксу (А.П. Волошина, Р.Г. Головкова, К.Г. Макаревич). Наиболее тесная двухпараметрическая связь (коэффициент корреляции 0,9) получена для двух сочетаний метеорологических показателей (нижняя облачность плюс температура воздуха и длительность солнечного сияния плюс высота изобарической поверхности 500 гПа). При использовании для корреляции большего числа переменных теснота связи существенно не меняется.

Расчет суточной абляции по формулам для разного числа аргументов (от одного до шести) показал, что, несмотря на высокие значения коэффициента корреляции, ошибка может достигать 30 – 40% при большой интенсивности таяния и более 100 – 200% — при слабом таянии. Таким образом, предложенный метод можно использовать в основном для изучения роли отдельных метеорологических факторов в интенсивности абляции ледника, либо для расчета последней за летний сезон в целом.

Статистический анализ осредненных за летний период данных наблюдений метеорологической станции и общей величины абляции на леднике Обручева (П.А. Шумский, А.П. Волошина, М.С. Красс) позволил установить хорошую связь с температурой воздуха (коэффициент корреляции 0,89); несколько ниже эта связь с зимними осадками и продолжительностью солнечного сияния (0,72 – 0,75) и пренебрежимо мала со скоростью ветра.

15. ***Использование различных видов типизации погоды и ее связи с интенсивностью таяния ледников*** (Н.И. Белова, А.П. Волошина, В.А. Маркин) целесообразно как для установления причин колебаний их внешнего массоэнергообмена, так и для реконструкции абляции за большие интервалы времени (не менее полного периода абляции). Этот же вывод можно отнести и к итогам оценки роли отдельных синоптических процессов в формировании летнего баланса массы ледников (В.Т. Alt), основанной на анализе ежедневных синоптических карт, метеорологических и радиационных характеристик и значений летнего и годового баланса массы в фирновой зоне и в области абляции ледникового купола о. Девон в Канадском Арктическом архипелаге. Автор работы подчеркивает, что такой метод оценки (локальные формулы связи отдельных синоптических процессов и абляции за весь летний сезон) можно применять лишь при наличии многолетних рядов метеорологических и гляциологических наблюдений.

По мнению автора, ***главные задачи дальнейших исследований***, вытекающие из анализа общих итогов уже выполненных работ, заключаются в следующем.

А. Продолжение инструментальных метеорологических наблюдений на горных ледниках на прежнем техническом и методическом уровнях вряд ли целесообразно, поскольку их результаты не добавят что-либо существенное к нашим знаниям о характере энергообмена и основных метеорологических процессах на этих сложных природных объектах.

Б. Получение достоверных данных о турбулентном тепло- и влагообмене в таких регионах возможно лишь при совместном решении двух важных проблем: а) разработке методов определения турбулентных потоков тепла и влаги для условий глубоких инверсий, большой устойчивости воздуха и наклонной поверхности ледников; б) установлении основных закономерностей изменения параметров, определяющих интенсивность турбулентного обмена (температура и влажность воздуха, скорость ветра) в пространстве, во времени и в вертикальном разрезе, так как вследствие большой изменчивости этих показателей дискретные градиентные наблюдения нерепрезентативны.

Один из путей решения этих проблем — непрерывная регистрация указанных параметров с помощью современной аппаратуры, на большом числе уровней, охватывающих слой воздуха не менее 4 – 5 м от поверхности, в нескольких точках ледника, что позволит учитывать и временну́ю, и пространственную изменчивость метеорологических элементов, а также определять высоту “излома” их профилей и таким образом находить оптимальную толщину слоя воздуха, для которого рассчитываются характеристики турбулентного обмена.

На основе детальных непрерывных измерений такого рода, возможно, удастся разработать приемлемые методы расчета параметров турбулентного обмена. Для организации этих работ существенное значение имеет выбор района исследований, где уровень температуры воздуха должен быть достаточно высок, а в процессе влагообмена преобладает конденсация водяного пара. Лишь в таких метеорологических условиях возможна проверка расчетных величин турбулентных компонентов, основанных на данных градиентных измерений, с помощью таких же показателей, полученных независимым путем (как остаточный член из уравнения теплового баланса).

Решение сформулированных выше проблем означало бы “прорыв” в изучении метеорологии горных ледников и наступление нового этапа в познании закономерностей их внешнего массоэнергообмена.

ЛИТЕРАТУРА

Аверкиев М.С. Вспомогательные графики и таблицы для расчета инсоляции различно ориентированных поверхностей. — Тр. Московского гидромет. ин-та, вып. 1, 1939, с. 221-240.

Аверкиев М.С. Влияние альбедо подстилающей поверхности на рассеянную радиацию. — Вестн. МГУ, сер. V, география, 1965, N 1, с. 35-42.

Аверьянов В.Г., Назаров В.Д. Радиационные характеристики снежного покрова полярных ледников. — МГИ, вып. 54, 1985, с. 44-47.

Адаменко В.Н. Некоторые особенности теплового баланса ледника ИГАН на Полярном Урале. — МГИ, вып. 8, 1963, с. 50-56.

Адаменко В.Н. Особенности изменения составляющих теплового баланса в пространстве и во времени по материалам наблюдений на леднике ИГАН на Полярном Урале. — Успехи советской гляциологии. Фрунзе, 1968, с. 75-88.

Алисов Б.П. Климат СССР. Изд-во Московского ун-та, 1956, 127 с.

Алисов Б.П., Дроздов О.А., Рубинштейн Е.С. Курс климатологии, ч. I и II. Л., ГИМИЗ, 1952, 487 с.

Арэ А.Л. Испарение снега в Якутии и его связь с элементами метеорологического режима. — МГИ, вып. 41, 1981, с. 209-213.

Атлас снежно-ледовых ресурсов мира. М., Российская академия наук, 1997, 492 с.

Барри Р.Г. Погода и климат в горах. Л., ГИМИЗ, 1984, 311 с.

Белова Н.И. О соотношении факторов таяния ледников при различных типах погоды (на примере Горного Алтая). — Проблемы гляциологии Алтая. Томск, 1972, с. 71-72.

Белова Н.И. Энергетические характеристики горно-ледникового бассейна (на примере бассейна Актру). — Гляциогидроклиматология горных стран. Гляциол. исслед., N 24 (на обложке N 25). М., 1973, с. 81-87.

Бурман Э.А. Местные ветры. Л., ГИМИЗ, 1969, 341 с.

Вилесов Е.Н., Гужавина Е.А. Реконструкция баланса массы ледника Туюксу за последнее столетие. — МГИ, вып. 62, 1988, с. 51-58.

Вилесов Е.Н., Уваров В.Н. Расчет и прогноз баланса массы по минимальной информации. — Тр. САРНИГМИ, вып. 136 (217), 1990, с. 109-113.

Вилесов Е.Н., Шевелев Ю.А., Денисова Т.Я. О величине температурного скачка в условиях оледенения Заилийского Алатау. — Ледники, снежный покров и лавины горных районов Казахстана. Алма-Ата, 1983, с. 47-53.

Волкова М.В. Связь температуры средней тропосферы с температурой воздуха на горных ледниках и их таянием. Канд дисс. Ташкент, САРНИГМИ, 1973, 110 с.

Волкова М.В., Тихановская А.А. Связь температуры и таяния на леднике с температурой средних слоев тропосферы (на примере некоторых ледников Памиро-Алая и Западного Тянь-Шаня). — Гляциогидроклиматология горных стран. Гляциол. исслед., N 24 (на обложке N 25). М., 1973, с. 140-146.

Волошина А.П. Актинометрические и общеметеорологические наблюдения на седловине Эльбруса, 5300 м над ур. м. — Вестн. МГУ, сер. V, география, 1961, N 1, с. 52-59.

Волошина А.П. Основные итоги зарубежных исследований теплового баланса высокогорных ледников до начала МГГ. — Тепловой и водный режим снежно-ледниковых толщ. М., 1965, с. 168-186.

Волошина А.П. Тепловой баланс поверхности высокогорных ледников в летний период. М., “Наука”, 1966*а*, 150 с.

Волошина А.П. Турбулентный теплообмен и влагообмен на ледниках Эльбруса в летний период. — Тр. ЗакНИГМИ, вып. 20, 1966*б*, с. 17-24.

Волошина А.П. Сравнение основных методов расчета турбулентных потоков тепла и влаги, применяемых в условиях ледниковых инверсий. — МГИ, вып. 20, 1972*а*, с. 201-207.

Волошина А.П. Тепловой баланс Марухского ледника. — МГИ, вып. 19, 1972*б*, с. 67-80.

Волошина А.П. Типизация погоды и расчет таяния ледников в высокогорных районах Кавказа. — Гляциогидроклиматология горных стран. Гляциол. исслед., N 24 (на обложке N 25). М., 1973, с. 127-132.

Волошина А.П. Внешний энергообмен ледника Медвежий на Памире. — МГИ, вып. 26, 1975 (1976), с. 59-78.

Волошина А.П. Колебания внешнего массообмена ледников Полярного Урала в 1959/60-1976/77 гг. — МГИ, вып. 41, 1981*а*, с. 149-162.

Волошина А.П. Поля абляции и компонентов теплового баланса ледника Обручева на Полярном Урале при некоторых типах погоды. — МГИ, вып. 41, 1981*б*, с. 173-180.

Волошина А.П. Пути решения гляциометеорологических задач при изучении колебаний ледников (по исследованиям на Полярном Урале). — Деп. ВИНИТИ, N 3707-81, 1981*в*, 168 с.

Волошина А.П. Тепловые ресурсы поверхностной абляции ледника Медвежьего. — МГИ, вып. 46, 1983, с. 52-61.

Волошина А.П. Климатические и метеорологические особенности района оледенения хребта Акшийрак. — МГИ, вып. 62, 1988, с. 184-193.

Волошина А.П., Головкова Р.Г., Макаревич К.Г. Летний баланс массы и его связь с метеорологическими показателями. — МГИ, вып. 75, 1992, с. 122-134.

Волошина А.П., Инашвили Ш.В. Таяние ледников южного склона Центрального Кавказа. — МГИ, вып. 25, 1975 (1976), с. 67-77.

Гаврилова М.К. Радиационный и тепловой балансы

одного из ледников хр. Сунтар-Хаята. — Исслед. ледников и ледниковых районов, вып. 1. М., 1961, с. 163-167.

Гаврилова М.К. Тепловой режим таяния ледника в районе Сунтар-Хаята (Южное Верхоянье). — МГИ, вып. 9, 1964, с. 149-153.

Гельмгольц Н.Ф. Горно-долинная циркуляция северных склонов Тянь-Шаня. Л., ГИМИЗ, 1963, 330 с.

Глазырин Г.Е. Фазовое состояние осадков в горах в зависимости от приземной температуры. — Метеорология и гидрология, 1970, N 1, с. 30-34.

Глазырин Г.Е. Метод оценки влияния летних снегопадов на режим горных ледников. — Тр. САРНИГМИ, вып. 14 (95), 1974, с. 111-117.

Глазырин Г.Е. Распределение и режим горных ледников. Л., ГИМИЗ, 1985, 181 с.

Головкова Р.Г. Тепловой баланс ледника Туюксу в период абляции. — Гляциально-нивальные процессы в горах Казахстана. Алма-Ата, 1981, с. 3-15.

Головкова Р.Г. Тепловой баланс поверхности ледника в аномально засушливые годы. — Ледники, снежный покров и лавины горных районов Казахстана. Алма-Ата, 1983, с. 28-36.

Головкова Р.Г., Денисова Т.Я., Рахимжанова Г.А. Метеорологические условия абляции на леднике южной экспозиции в Заилийском Алатау. — Гидрол. режим ледников Казахстана. Алма-Ата, 1968, с. 5-31.

Головкова Р.Г., Денисова Т.Я., Токмагамбетов Г.А. Влияние атмосферной циркуляции на энергетический режим и абляцию ледника Туюксу. — МГИ, вып. 58, 1986, с. 29-34.

Гордов А.Н. Расчет прямой солнечной радиации на различно ориентированные и наклонные поверхности для широты 42°. — Материалы по агроклиматич. районированию субтропиков СССР, вып. II. Л., 1938, с. 27-44.

Гринберг А.М. Корреляция данных альбедосъемок ледниковых поверхностей с оптическими плотностями фотографических изображений. — МГИ, вып. 40, 1980 (1981), с. 206-209.

Гринберг А.М. определение альбедо ледниковых поверхностей по аэрокосмическим снимкам. — МГИ, вып. 46, 1982 (1983), с. 223-228.

Гуськов А.С. О методике определения величины возможной продолжительности солнечного сияния на горных метеорологических станциях и на ледниках. — МГИ, вып. 27, 1976, с. 172-175.

Давидович Н.В. О температурных различиях близ фронта горного ледника. — МГИ, вып. 23, 1974, с. 34-40.

Давидович Н.В. Некоторые черты микроклиматических различий в фирновой области горного ледника. — МГИ, вып. 25, 1975 (1976), с. 84-90.

Давидович Н.В. К вопросу о вертикальных градиентах температуры воздуха на Памире. — МГИ, вып. 35, 1979, с. 56-61.

Давидович Н.В. Локальная изменчивость летних метеорологических условий в горно-ледниковых бассейнах Верхней Сванетии. — МГИ, вып. 40, 1980 (1981), с. 87-95.

Давидович Н.В. Поле летней температуры в горно-ледниковых бассейнах. — МГИ, вып. 45, 1982, с. 56-65.

Давидович Н.В. Охлаждающее воздействие горных ледников умеренных широт. — Изв. АН СССР, сер. геогр., 1983, N 5, с. 74-82.

Давидович Н.В. Методика составления карт тепловых ресурсов в горно-ледниковых районах мира. — МГИ, вып. 50, 1984, с. 68-80.

Давидович Н.В., Попова В.С. Некоторые модификации турбулентного обмена на горном леднике. — МГИ, вып. 21, 1973, с. 169-173.

Денисова Т.Я. Опыт метеорологических съемок в области аккумуляции Центрального Туюксуйского ледника. — МГИ, вып. 27, 1976, с. 119-123.

Джорджио В.А., Колесникова В.Н., Петросянц М.А. Пульсации температуры и влажности на леднике Федченко при различном режиме ветра. — Исслед. ледников и ледниковых районов, вып. 3. М., 1963, с. 168-189.

Диярова К.Ш., Конева Л.П. Метеорологические и радиационные условия гляциальной зоны хребта Джунгарский Алатау. — Гляциол. исслед. в Казахстане, вып. 6. Алма-Ата, 1966, с. 69-81.

Дополнения к программе и методическим указаниям по составлению Атласа снежно-ледовых ресурсов мира. — МГИ, вып. 39, 1980, с. 8-26.

Драйзетль Е. Баланс массы ледников и общая циркуляция атмосферы. — МГИ, вып. 38, 1980, с. 115-118.

Дроздов О.А. Горно-долинная циркуляция долин ледников Федченко и Зеравшанского. — МГИ, вып. 11, 1965, с. 77-81.

Дроздов О.А., Мосолова Г.И. Интенсивность таяния снега, фирна и льда в горах в зависимости от температуры и солнечной радиации. — Тр. ГГО, вып. 263, 1970, с. 58-71.

Дроздов О.А., Мосолова Г.И. Вклад температуры и солнечной радиации в таяние ледников в зависимости от метеорологических условий. — Гляциогидроклиматология горных стран. Гляциол. исслед., N 24 (на обложке N 25), М., 1973*а*, с. 133-139.

Дроздов О.А., Мосолова Г.И. Корреляции в пространстве, во времени и в годовом ходе, возможность их использования в климатологии и гляциоклиматологии. — МГИ, вып. 22, 1973*б*, с. 91-95.

Живкович Л. А. Оценка расходной части вещественного баланса ледников Полярного Урала по методам водного и теплового баланса. — МГИ, вып. 9, 1964, с. 218-227.

Зилитинкевич С.С., Чаликов Д.В. Определение универсальных профилей скорости ветра и температуры в приземном слое атмосферы. — Изв. АН СССР, Физика атмосферы и океана, т. 4, N 3, 1968, с. 294-302.

Казанский А.Б., Монин А.С. Турбулентность в приземных инверсиях. — Изв. АН СССР, сер. геофиз., 1956, N 1, с. 79-86.

Казанский А.Б., Монин А.С. Определение турбулентных потоков количества движения, тепла и влаги по данным градиентных наблюдений. — Метеорология и гидрология, 1962, N 12, с. 3-8.

Камнянский Г.М., Кислов Б.В., Ноздрюхин В.К. Баланс массы ледника Абрамова и возможность его расчета по метеорологическим показателям. — МГИ, вып. 54, 1985, с. 52- 59.

Кароль Б.П. О проникновении радиации в снег и лед на ледниках (по материалам наблюдений на леднике Федченко). — Международный геофизический год. Изд-во ЛГУ, Л., 1960, с. 151-160.

Кароль Б.П. К вопросу о радиационных свойствах глетчерного льда. — Научные сообщения Ин-та геологии и географии АН Литовской ССР, т. 13, 1962, с. 299-311.

Кароль Б.П. Некоторые особенности метеорологического режима в районе ледника Тургень (Внутренний Тянь-Шань). — МГИ, вып. 17, 1970, с. 94-100.

Касер Г. Роль испарения с поверхности снега и льда в балансе массы ледника. — МГИ, вып. 57, 1986, с. 59-62.

Кондратьев К.Я. Лучистый теплообмен в атмосфере. Л., ГИМИЗ, 1956, 420 с.

Кондратьев К.Я., Пивоварова З.И., Федорова М.П. Радиационный режим наклонных поверхностей. Л., ГИМИЗ, 1978, 215 с.

Коновалов В.Г. О применении уравнения Боуэна для расчета теплообмена и влагообмена на леднике. — МГИ, вып. 12, 1966*а*, с. 236-239.

Коновалов В.Г. Расчет суммарной солнечной радиации и коротковолнового баланса на поверхности ледника в любой горной долине. — МГИ, вып. 12, 1966*б*, с. 79-84.

Коновалов В.Г. Проблема классификации и пространственная изменчивость альбедо однородной поверхности ледников в период абляции. — Тр. САРНИГМИ, вып. 44 (59), 1969, с. 102-107.

Коновалов В.Г. Абляция ледников Средней Азии. Тр. САРНИГМИ, вып. 8 (89), 1972*а*, 158 с.

Коновалов В.Г. О средних значениях альбедо ледников в период абляции. — Тр. САНИГМИ, вып. 65 (80), 1972*б*, с. 111-122.

Коновалов В.Г. Эмпирические формулы для расчета таяния на ледниках. — Тр. САРНИГМИ, вып. 44 (125), 1978, с. 41-53.

Коновалов В.Г. Расчет и прогноз таяния ледников Средней Азии. Л., ГИМИЗ, 1979, 232 с.

Коновалов В.Г. К методике расчета интенсивности таяния на ледниках Средней Азии. — Тр. САНИИ, вып. 98 (179), 1983, с. 18-39.

Корейша М.М. Режим современного оледенения хр. Сунтар-Хаята. — Исслед. ледников и ледниковых районов, вып. 1. М., 1961, с. 136-153.

Корейша М.М. Современное оледенение хребта Сунтар-Хаята. М., "Наука", 1963, 170 с.

Котляков В.М. Снежный покров Земли и ледники. Л., ГИМИЗ, 1968, 479 с.

Котляков В.М. Наука. Общество. Окружающая среда. М., "Наука", 1997, 409 с.

Кравцова В.И. К методике определения и картографирования дифференциальной абляции на ледниках. — Информ. сб. о работах МГУ по Междун. геофиз. году, N 12, 1966, с. 36-51.

Кравцова В.И. Карты условий абляции (Атлас ледников Эльбруса). — МГИ, вып. 13, 1967, с. 146-151.

Кренке А.Н. К методике расчета теплового баланса поверхности ледника в период абляции. — МГИ, вып. 2, 1961, с. 63-65.

Кренке А.Н. Климатические условия существования ледников и формирование ледниковых климатов.- Итоги науки. Метеорология и климатология, вып. 1, 1970. М., ВИНИТИ, 1971, с. 168-207.

Кренке А.Н. Массообмен в ледниковых системах на территории СССР. Л., ГИМИЗ, 1982, 288 с.

Кренке А.Н., Кукушкина К.И. Метеорологические условия накопления воды в бассейне ледника Колка. — МГИ, вып. 26, 1975 (1976), с. 130-140.

Кренке А.Н, Попова В.С. Реконструкция изменений баланса массы ледников Казбека по метеорологическим данным. — МГИ, вып. 24, 1974, с. 264-273.

Кренке А.Н., Ходаков В.Г. О связи поверхностного таяния ледников с температурой воздуха. — МГИ, вып. 12, 1966, с. 153-164.

Крупнейшие ледники Средней Азии — ледники Федченко и Зеравшанский. Л., Изд-во ЛГУ, 1967, 262 с.

Кузьмин П.П. Процессы теплообмена, абляции и стока в бассейне р. Зеравшан. — Тр. ГГИ, вып. 3/57, 1948, с. 91-160.

Кун М. Метеорологические условия при экстремальных значениях баланса массы ледников. — МГИ, вып. 57, 1986, с. 15-19.

Курочкин Ю.Н. Некоторые особенности ветрового режима над ледником Голубина в период абляции. — МГИ, вып. 55, 1986, с. 170-174.

Лайхтман Д.Л. Профиль ветра и обмен в приземном слое атмосферы. — Изв. АН СССР, сер. геогр. и геофиз., т. 8, N 1, 1944, с. 1-5.

Лайхтман Д.Л. О профиле ветра в приземном слое атмосферы при стационарных условиях. — Тр. НИУ ГУГМС, сер. 1, N 39, 1947, с. 58-76.

Ланг Х. Теоретические и практические вопросы расчета стока из ледниковых областей. — МГИ, вып. 38, 1980, с. 107-115.

Лебедева И.М. Влияние летних снегопадов на таяние ледников Средней Азии и юго-восточного Казахстана. — МГИ, вып. 16, 1970, с. 163-173.

Лебедева И.М. Суммарная радиация в июле-августе в гляциальной зоне Средней Азии и юго-восточного Казахстана. — МГИ, вып. 18, 1971, с. 41-52.

Лебедева И.М. Испарение с поверхности ледников Средней Азии. — МГИ, вып. 20, 1972, с. 94-105.

Лебедева И.М. Интенсивность испарения с ледников Средней и Центральной Азии (возможности измерений и расчетов). — МГИ, вып. 26, 1975 (1976), с. 119-129.

Лебедева И.М. Взаимосвязь ресурсов солнечной энергии и отражательной способности ледников как фактор устойчивости ледниковых систем. — МГИ, вып. 68, 1990, с. 64-75.

Ледник Абрамова. Л., ГИМИЗ, 1980, 206 с.

Ледник Джанкуат. Л., ГИМИЗ, 1978, 184 с.

Ледник Козельский. СПб., ГИМИЗ, 1992, 119 с.

Ледник Марух. Л., ГИМИЗ, 1988, 254 с.

Ледник Федченко. Т. 2. Ташкент, Изд-во АН УзССР, 1962, 198 с.

Ледники Актру. Л., ГИМИЗ, 1967, 118 с.

Ледники Туюксу. Л., ГИМИЗ, 1984, 171 с.

Логинова З.А., Янишевский Ю.Д. Испытание балансомеров и пиргеометров. — Тр. ГГО, вып. 46 (108). Л., 1955, с. 88-97.

Локтионова Е.М. Стоковый ветер и его влияние на распределение температуры воздуха в горно-ледниковом бассейне Адиши в период абляции. — МГИ, вып. 56, 1989, с. 173-181.

Лосева И.А. Значение летних снегопадов как фактора аккумуляции и абляции ледников Эльбруса. — МГИ, вып. 10, 1964, с. 74-79.

Макаревич К.Г. Денисова Т.Я. Климатическая обусловленность гидрологического режима ледников. — Режим ледников Казахстана. Алма-Ата, 1971, с. 39-49.

Монин А.С., Обухов А.М. Основные закономерности турбулентного перемешивания в приземном слое атмосферы. — Тр. Геофиз. ин-та АН СССР, N 24 (151), 1954, с. 163-187.

Москаленко И.Г. О совершенствовании актинометрических наблюдений на горных ледниках. — МГИ, вып. 53, 1985, с. 164-169.

Москаленко И.Г., Ставиский Д.Б. Некоторые особенности турбулентного обмена в приледниковом слое воздуха. — МГИ, вып.68, 1990, с. 57-64.

Огнева Т.А. Некоторые особенности теплового баланса деятельной поверхности. Л., ГИМИЗ, 1955, 120 с.

Оледенение Памиро-Алая. М., “Наука”, 1993, 256 с.

Оледенение Урала. М., “Наука”, 1966, 307 с.

Оледенение Эльбруса. М., Изд-во МГУ, 1968, 343 с.

Охата Т., Кобаяси Ш., Накадзима Ч. Метеорологические условия и их влияние на баланс массы ледников на Северном Патагонском ледяном плато. — МГИ, вып. 57, 1986, с. 63-67.

Пальгов Н.Н. Взаимосвязи между климатом, фирновой линией и гидрологическим балансом горных ледников. — Успехи советской гляциологии. Фрунзе, 1968, с. 105-114.

Панов В.Д. Эволюция современного оледенения Кавказа. СПб., ГИМИЗ, 1993, 431 с.

Пивоварова З.И. Радиационные характеристики климата СССР. Л., ГИМИЗ, 1977, 335 с.

Плеханов П.А. Формулы расчета температурного коэффициента таяния льда для ледников Заилийского Алатау. — Режим ледников и снежных лавин Казахстана. Алма-Ата, 1979, с. 72-85.

Попова К.И. Об особой роли некоторых типов погоды в режиме ледников Алтая. — МГИ, вып. 7, 1963, с. 81-90.

Руководство по теплобалансовым наблюдениям. Л., ГИМИЗ, 1977, 149 с.

Севастьянов В.В. Аэрологические исследования внутреннего поля температур воздуха в горноледниковом бассейне Актру на Алтае. — Гляциология Алтая, вып. 12, 1978, с. 68-75.

Слуцкий В.И. Опыт организации и некоторые результаты аэрологических наблюдений в горно-ледниковом бассейне Актру. — Гляциогидроклиматология горных стран. Гляциол. исслед., N 24 (на обложке N 25), М., 1973, с. 74-80.

Слуцкий В.И., Коновалов Г.Ф. Ледниковый ветер в горно-ледниковом бассейне Актру. — Гляциология Алтая, вып. 7. Томск, 1972, с. 147-165.

Смоляков П.Т. К вопросу об изучении инсоляции земных поверхностей. — Журнал геофизики и метеорологии, т. VI, вып. 4, 1929, с. 293-304.

Тареева А.М., Каралашвили Т.В. Метеорологические условия в районе ледника Адиши летом 1986 г. — МГИ, вып. 66, 1989, с. 168-172.

Тихановская А.А. Некоторые черты теплового баланса малых ледников. — Горное оледенение Узбекистана и смежных территорий. Ташкент, 1966, с. 36-42.

Тихановская А.А., Волкова М.В. Применение метода Килера для расчета турбулентных потоков тепла и влаги на леднике ИМАТ. — МГИ, вып. 15, 1969, с. 143-149.

Тронов М.В. О роли летних снегопадов в колебаниях ледников. — МГИ, вып. 9, 1964, с. 145-149.

Тронов М.В., Олейник И.Я., Шантыкова Л.Н. Опыт комплексного исследования водного баланса в горно-ледниковом репрезентативном бассейне (бассейн Актру на Алтае). — Гляциогидроклиматология горных стран. Гляциол. исслед., N 24 (на обложке N 25), М., 1973, с. 66-73.

Тронова Л.Б. Новые данные о климате горно-ледникового бассейна Актру. — Проблемы гляциологии Алтая, Томск, 1972, с.28-30.

Ушнурцев С.Н., Сокальская А.М. Влияние летних снегопадов на режим ледников массива Акшийрак. — МГИ, вып. 72, 1991, с. 176-181.

Филатова Л.Н., Соседов И.С. О влиянии рельефа на зимнее испарение а горах Заилийского Алатау. — Гляциогидроклиматология горных стран. Гляциол. исслед., N 24 (на обложке N 25), М., 1973, с. 59-65.

Хесс М. О некоторых особенностях радиационного баланса на леднике Федченко (по работам 1957 г.). — Междун. геофиз. год. Изд-во ЛГУ, 1960, с. 141-151.

Ходаков В.Г. Некоторые особенности таяния небольших ледников и снежников. — Тепловой и вод-

ный режим снежно-ледниковых толщ. М., "Наука", 1965*а*, с. 81-86.

Ходаков В.Г. О зависимости суммарной абляции поверхности ледников от температуры воздуха. — Метеорология и гидрология, 1965*б*, N 7, с. 48-50.

Ходаков В.Г. Водно-ледовый баланс районов современного и древнего оледенения СССР. М., "Наука", 1978, 194 с.

Хргиан А.Х. Ледниковый ветер. — Метеорология и гидрология, 1938, N 11-12, с. 51-60.

Хргиан А.Х. Аэрологическое исследование горно-долинных ветров. — Тр. Центр. аэрол. обсерв., вып. 2, 1947, с. 102-138.

Хргиан А.Х. Некоторые данные об аэрологической структуре ледникового ветра. — Тр. Центр. аэрол. обсерв., вып. 3, 1948, с. 76-94.

Цветков Д.Г. 10 лет фотогеодезических работ на ледниках Полярного Урала (опыт наземной съемки и составления планов малых ледников). — МГИ, вып. 16, 1970, с. 245-257.

Черкасов П.А. Альбедо поверхности ледников Джунгарского Алатау. — МГИ, вып. 27, 1976, с. 113-119.

Черкасов П.А. Основные положения метода расчета радиационного баланса физической поверхности горного ледника в период абляции. — МГИ, вып. 38, 1980*а*, с. 98-104.

Черкасов П.А. Радиационный баланс физической поверхности ледника в период абляции. Алма-Ата, Изд-во "Наука" КазССР, 1980*б*, 143 с.

Черкасов П.А., Зенкова В.А. Абляция ледников бассейна реки Аганакты Тентекской в хребте Джунгарский Алатау. — Гляциол. исслед. в Казахстане, вып. 6. Алма-Ата, 1966, с. 50-68.

Черкасов П.А., Инчин А.С. Возможная продолжительность облучения солнцем физической поверхности горного ледника за день. — Режим ледников и снежных лавин Казахстана. Алма-Ата, 1979, с. 47-72.

Чучкалов Б.С. Материалы к характеристике климата Восточного Памира. — Информ. сб. о работах Геогр. фак-та МГУ по МГГ, N 6, М., 1960, с. 5-32.

Шульц В.Л. Интенсивность снеготаяния в горах Средней Азии. — Тр. Ин-та энергетики АН УзССР, вып. 1, Ташкент, 1947, с. 5-21.

Шульц В.Л. Таяние снежников в горах Средней Азии. Ташкент, Изд-во АН УзССР, 1956, 352 с.

Шульц В.Л. Реки Средней Азии. Л., ГИМИЗ, 1965, 691 с.

Шумский П.А., Волошина А.П., Красс М.С. Двухступенчатый многомерный регрессионный анализ и предвычисление поля скорости абляции на поверхности ледников. — МГИ, вып. 38, 1980, с. 93-98.

Янишевский Ю.Д. Актинометрические приборы и методы наблюдений. Л., ГИМИЗ, 1957, 414 с.

Alt B.T. Synoptic climate controls of mass-balance variations on Devon Island cap. — Arctic and Alpine Research, v. 10, N 1, 1978, p. 61-80.

Hoinkes H. Wä rmeumsatz und Ablation auf Alpengletschern. II. Hornkees, September, 1951. — Geografiska Annaler, Arg. 35, H. 2, 1953, S. 25-38.

Hoinkes H. Glacier variations and weather. — Journ. of Glaciology, v. 7, N 49, 1968, p. 3-19.

Hoinkes H., Untersteiner N. Wä rmeumsatz und Ablation auf Alpengletschern. I. Vernagtferner, August, 1950. — Geografiska Annaler, Arg. 34, H. 1-2, 1952, S. 12-39.

Holmgren B. Climate and energy exchange on a subpolar ice cap in summer. Part B. Wind- and temperature-field in the low layer on the top plateau of the ice cap. — Meteorol. Inst. Uppsala Univ., Meddelande, 1971, 43 p.

Keeler C.M. Relationhip between climate, ablation and run-off on the Sverdrup glacier, 1963, Devon island, N.W.T. Arctic Institute of North America, Canada, Montreal, 1964, 125 p.

Kotlyakov V.M., Lebedeva I.M. Nieve and ice penitentes. Their way of formation and indicative significance. — Zeitschrift für Gletscherkunde und Glacialgeologie, Bd. X, 1974, S. 111-127.

Letréguilly A. Relation between the mass balance of western Canada mountain glaciers and meteorological data. — Journ. of Glaciology v. 34, N 116, 1988, p. 11-18.

Liljequist G.H. Energy exchange of an Antarctic snowfield. Norwegian-British-Sweden Fntarctic expedition 1949-1952. Scientific Results, v. 2, part 1. Oslo, Norsk Polarinstitut, 1957, 298 p.

Untersteiner N. Glazial-meteorologische Untersuchung im Karakorum. I. Strahlung. II. Wä rmehaushalt. — Archiv für Meteorologie, Geophysic und Bioklimatologie, Ser. B, Bd. 8, H. 1-2, 1957, S. 3-49.

ISSN 0130-3686

ИНСТИТУТ ГЕОГРАФИИ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК

ГЛЯЦИОЛОГИЧЕСКАЯ АССОЦИАЦИЯ

МАТЕРИАЛЫ ГЛЯЦИОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

ВЫПУСК 92

DATA OF GLACIOLOGICAL STUDIES

PUBLICATION 92

Москва

Февраль 2002

АННОТАЦИЯ

В настоящем выпуске публикуется работа А.П. Волошиной "Метеорология горных ледников", в которой суммированы результаты многочисленных исследований по этой проблеме. В статьях раздела "Тематические и региональные работы" говорится о процессах зарождения и роста льда на поверхности водоемов, формировании и использовании стока памирских рек, селевых явлениях на территории бывшего СССР, рассматривается концептуальная модель внутриледниковых дренажных систем.

Раздел "Научные сообщения" включает статьи о водоснежных потоках на о. Сахалин, реконструкции оледенения одного из бассейнов на Южном Тянь-Шане, химическом и микробиологическом составе водноледниковых объектов на Горном Алтае, цикличности миграции химических элементов на границе почва — снег, пространственно-временной изменчивости снежного покрова в зоне застройки лавиноопасного склона.

В методических статьях говорится о чувствительности методов реконструкции температуры поверхности ледников к погрешностям измерений, о метрических возможностях стереоснимков, полученных цифровыми фотокамерами, при полевых исследованиях горных ледников и о возможности определения средней скорости распространения электромагнитных волн в леднике по гиперболическим отражениям от неоднородностей при проведении наземного радиолокационного профилирования.

Редакция отмечает юбилеи известных гляциологов А.Н. Кренке, К.Г. Макаревича и Е.С. Трошкиной, рассказывает о прошедших торжествах по случаю юбилея В.М. Котлякова.

ANNOTATION

This issue contains a paper of A. P. Voloshina "Meteorology of mountain glaciers", which summarizes the results of numerous researches on this problem. "Papers" section presents studies on origin and development of ice on water surface, Pamirs rivers discharge, mudflow phenomena on the territory of the former USSR, conceptual model of englacial drainage systems.

The section " Short Papers" includes data on slushflows on Sakhalin Island , reconstruction of glaciation in one basin of Southern Tien Shan, chemical and microbiological composition of water-glacial objects in Altay, chemical elements migration cycles at soil-snow boundary, spatial-temporal variability of a snow cover in a building zone on avalanche slope.

Methodical papers discuss sensitivity of reconstruction of glacier surface temperature to measurement errors, metric parameters of stereo photographs of mountain glaciers obtained by digital photographic cameras, assessment of electromagnetic wave velocity in glacier at surface radio echo-sounding using hyperbolic reflections from discontinuities .

The Editorial Board tells about past celebrations of V. M. Kotlyakov anniversary, marks the anniversaries of well-known glaciologists A. N. Krenke, K. G. Makarevich and E. S. Troshkina.