ОЛЕДЕНЕНИЕ ТЯНЬ-ШАНЯ

ОБОЗНАЧЕНИЯ И ИНДЕКСЫ

Регионы

ТШ – Тянь-Шань
ЮЗТ – Юго-Западный Тянь-Шань
СЗТ – Северо-Западный Тянь-Шань
ВНТ – Внутренний Тянь-Шань
ЦНТ – Центральный Тянь-Шань
СВТ – Северо-Восточный Тянь-Шань
ЮВТ – Юго-Восточный Тянь-Шань
ВОТ – Восточный Тянь-Шань

Экспозиция

N – северная
NE – северо-восточная
E – восточная
SE – юго-восточная
S – южная
SW – юго-западная
W – западная
NW – северо-западная
φ – широта, град.
λ – долгота, град

Типы погоды

А – антициклональный тип погоды
$К_1$ – конвективный без осадков
$К_2$ – конвективный с осадками
Ф – фронтальный
ЭЦМ – элементарные циркулярные механизмы

Высота

Z – абсолютная высота, м
Z_{min} – высота, минимальная, м
Z_{max} – верхняя граница ледника, м
Z_{me} – медианная высота м
Z_m – средняя высота, м
ΔZ – размах высот оледенения, м
Z_{fmax} – высота максимума в распределении площади поверхности ледников по высоте, м
Z_s – высота сезонной снеговой линии, м
Z_i – средняя абсолютная высота каждой высотной зоны i
Z_k – высота кинематической границы питания, м
z_i – нормированное значение абсолютной высоты

n — количество высотных зон
i — номер высотной зоны
ELA_t — текущая граница питания
ELA_a — годовые значения высоты границы питания, м
ELA — средневзвешенная по площади оледения высота границы питания
ΔELA — размах высот границы питания , м

Площадь
F — площадь оледенения, км^2
F_{mo} _ модальная площадь, км^2
F_m — средняя площадь, км^2
F_{me} — медианная площадь, км^2
F_n — площадь неледниковой части бассейна, км^2
f_i — площадь i-той высотной зоны
F_x — распределение площади оледенения по высоте, км^2/м
F_b — площадь бассейна, км^2
F_a — площадь области абляции, км^2
F_c — площадь области аккумуляции, км^2
F_{ELA} — эффективная площадь гор выше средней многолетней границы питания, км^2
F_g — площадь, занятая открытым льдом, км^2
F_f — площадь, занятая фирном, км^2
F_s — площадь, занятая снегом, км^2
AAR — коэффициент области аккумуляции
AAR_t — последовательные (текущие) значения ледникового коэффициента
AAR_a — ледниковый коэффициент годовой

Температура
t — среднесуточная температура воздуха, град С
t_s — летняя температура воздуха, град С
t_a — годовая температура воздуха, град С
+Δts — положительные аномалии температуры
Δt — аномалии температуры
t_{10} — среднедекадная температура воздуха, град С
t_5 — средняя пентадная температура воздуха, град С

Осадки, испарение
P_a — годовые осадки, мм
P_s — летние осадки, мм
P_l — жидкие осадки, мм
δ — доля осадков разных сезонов в годовой сумме осадков,%
P — сумма осадков (мм в.экв)
x — количество снега (мм в.экв)
N_s — число снегопадов
E_o — испарение (мм)
E_a — годовое испарение с неледниковой части бассейна (мм)

Морфометрические характеристики ледников

L — длина ледника, км

V — объем ледников, км^3

h — толщина льда, м

K — количество ледников

K_r — количество отступающих ледников,%

КОП — кинематическая область питания

КОА — кинематическая область абляции

k_l — степень покрытия ледника сплошным моренным чехлом, %

W_m — перемещение конца ледника, м

W_v — перемещение конца ледника за счет текучести, м

W_{at} — перемещение конца ледника за счет абляции, м

U_r — горизонтальная компонента годовой скорости движения льда (м/год) в водном эквиваленте

U_h — изменение высоты поверхности за счет движения, м/год в водн. экв.

U_s — изменение высоты поверхности за счет аккумуляции, абляции и движения льда, м/год в водн. экв.

f — индекс кинематической области аккумуляции

j — индекс кинематической области абляции

p — вероятность распределения, %

r_{xy} — показатель зависимости между энергией оледенения и скоростью движения льда в леднике

Статистические хкарактеристики

МНК — Метод наименьших квадратов

СВМ — система виртуальных машин

СУБД — система управления базами данных

m — средняя ошибка расчета (мм) годового баланса массы ледника

r — коэффициент корреляции

s — среднеквадратическое отклонение

Энергетический баланс

+lE — тепло, выделяемое при конденсации

-lE — тепло, выделяемое на испарение

B — радиационный баланс

Q — турбулентный теплообмен

T_a — продолжительность периода абляции, сут

T_s — продолжительность солнечного сияния

80H — тепло, затраченное на таяние льда

Q_g — тепло, затраченное на прогревание ледника

Составляющие баланса массы

$M = c_t + a_t = b_w + b_s$ — массообмен, мм водн.экв

db_t/dz — изменение высотного градиента баланса массы

db_a/dz — изменение высотного градиента годового баланса массы

VS- вертикальная структура баланса массы

B_a — годовой общий баланс массы, м^3 10^6, водн.экв.

B_n — общий годовой баланс массы, м^3 10^6, водн.экв.

b_a — годовой удельный чистый баланс массы (мм в.экв), рассчитанный по годовым аккумуляции (ct) и абляции (at)

b_n — удельный годовой баланс массы (мм в.экв), рассчитанный по зимнему (bw) и летнему (bs) балансам

b_n# — баланс массы системы

b_t — последовательные (текущие) значения баланса массы за интервалы времени, мм водн.экв

B_w — общий зимний баланс массы, м^3 10^6, водн.экв.

b_w _ удельный зимний баланс массы, мм водн.экв.

b_s — удельный летний баланс массы, мм водн.экв.

b_{sn} — баланс массы снега, мм водн.экв.

b_{si} — баланс наложенного льда, мм водн.экв.

b_g — баланс глетчерного льда, мм водн.экв.

C_t — годовая общая аккумуляция, м^3 10^6, водн.экв.

C_{tELA} — годовая аккумуляция ысоте границы питания

c_t — удельная годовая аккумуляция, мм водн.экв.

c_s — летная аккумуляция, мм водн.экв.

A_t — годовая общая абляция, м^3 10^6, водн.экв.

a_t — удельная годовая абляция, мм водн.экв.

a_{tmin} — абляция в верхней высотной зоне, мм водн.экв.

a_{tmax} — абляция в нижней высотной зоне, мм водн.экв.

a_{t10} — средняя декадная абляция, мм водн.экв.

Δa — изменение суточной абляции

Δc — изменение суточной аккумуляции

C_i — внутреннее питание, м^3 10^6, водн.экв.

c_i — внутреннее питание, мм водн.экв.

a — поверхностное таяние, мм водн.экв.

Сток

R_g — весь годовой сток с площади оледенения, м^3 10^6

R_b — годовой сток с площади бассейна

R_c — годовой сток из области питания (мм в.экв)

R_o — общий годовой сток для случая стационарности оледенения, м^3 10^6

ΔR_g — ледниковый сток, дополнительное количество воды, поступающее в речной сток, м^3 10^6

R_{up} — верхняя граница стока ,м

t — среднее время добегания, сутки

w — невязка уравнения водного баланса

I — интенсивность таяния

I_m — суммарноре таяние на ледниках

h_m — толщина моренного чехла

Глава 1.

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ТЯНЬ-ШАНЬСКОЙ ГОРНО-ЛЕДНИКОВОЙ СИСТЕМЫ

Бондарев Л.Г. (Россия, Москва),
Баков Е.К. (Россия, Арзамас),
Ден Янсинь (Китай, Ланьчжоу)

1.1 Краткая история изучения оледенения Тянь-Шаня

Первые сведения о распространении снега и ледников на Тянь-Шане следует отнести к VII в., ко времени путешествия буддийского монаха Сюань Дзяна в Западный край (Тянь-Шань). По его описанию "горы и долины покрыты слоем снега... От начала мира снег там накапливается и превращается в глыбы льда, не тающие ни весной, ни летом. Твердая и блестящая поверхность их тянется до бесконечности и сливается с облаками. Попадаются ледяные пики, нависающие по бокам дороги, из них некоторые имеют до 100 футов высоты, другие несколько десятков футов ширины" [Краснов, 1888, с. 93]. В более поздних китайских источниках (XVIII — первая половина XIX в) упоминаются конкретные гляциологические объекты Тянь-Шаня. Так, название Восточного (китайского) Тянь-Шаня — Сюэ-Шань (Снежные горы) или Бай-Шань (Белые горы) — указывало на значительный снежный покров: "подле Урумцы Боцо-Ола (Богдо-Ула)... три торчащие вершины, покрытые льдами и снегами подобно кристаллам отражают свет и касаясь облаков, затеняют собою солнце и луну" [Бичурин, 1829, с. 42].

Центральный Тянь-Шань, называемый Мусулу-тха-бань, Музтагом или Хан-тенглиола (Хан-Тенгри) расположен "от города Аксу на север... и от Или на юг". Здесь "находятся большие горы под именем Му-сур (Ледяные горы)... Крепкий лед образует скалы, наложенные одна на другую, которые создают блеск. Лед имеет три цвета: зеленый с красным отливом, белый подобно хрусталю и белый как раковина (молочный цвет)" [Успенский, 1880, с. 134]. Сообщалось также, что в этих горах есть трудный проход по леднику возле огромной ледяной горы (перевал Музарт), а "льды на горе никогда не растаивают..., но эти льды иногда растут, иногда уменьшаются".

Некоторые сведения, касающиеся гляциологии Тянь-Шаня, можно почерпнуть из описаний торговых путей и дорог. Так, горные чиновники Поспелов и Бурнашаев (1800) сообщали, что в северо-западных отрогах Тянь-Шаня "снег, покрывая землю,

редко остается долгое время", а реки текут "с ледяных верхов". Из других источников, относящихся к 1812 и 1833 гг., описывающих торговые пути из Ферганы в Кашгар, известно, что в этой части Тянь-Шаня (северо-восточные отроги Ферганского хребта) "снег лежал глубокий, в человеческий рост, а местами и вдвое более", а на "летней дороге на хребтах снегу нет, но в оврагах лежит снег во все лето". А в "Обозрении Кокандского ханства" (1849) относительно Северного Тянь-Шаня (Алатау) сказано, что в этих "пестрых горах" летом "во многих местах на них снег растаивает.., в других же, более возвышенных, сохраняется круглый год" и "чем возвышенней их положение, тем суровее в них зима".

Естественно, малочисленные сведения о Тянь-Шане практически не нашли отражения в трудах корифеев европейской географии того времени — К. Риттера (1832) и А. Гумбольдта (1843). Даже П.П. Семенов-Тян-Шанский в своей первой экспедиции в 1856 г., организованной Русским географическим обществом (РГО), "найдя при восхождении на Зауку-даван (перевал Джуука на хребте Терскей-Алатау) снежную линию выше 11 000 футов (3355 м) невольно усомнился в возможности существования на Тянь-Шане настоящих глетчеров" в силу "исключительной сухости атмосферы окружающей Небесный хребет" [Риттер, 1859, с. 29]. Только после посещения им верховьев р. Сары-Джаз (Центральный Тянь-Шань), где расположена "горная группа Хан-Тенгри... с обширными ледниками и ледяными полями (Mers de Glace)" и открытый им ледник Мушкетова (а не Семенова, как считалось ранее), научный мир узнал о существовании на Тянь-Шане гигантских ледников, которые в отличие от альпийских находились на значительной абсолютной высоте и имели укороченный язык. П.П. Семенов-Тян-Шанский охарактеризовал "снежную зону" Заилийского Алатау, которая производя "чудные горные потоки... оплодотворяла богатые пашни, сады и виноградники" земледельческой зоны. К этому же времени относится и "торговая миссия" Ч. Валиханова в Кашгар, когда он пересек с севера на юг неисследованный Внутренний Тянь-Шань. В его кратком географическом обзоре приводятся данные о высоте снеговой линии и концов ледников в горах Хан-Тенгри, летних снегопадах и снежных обвалах — лавинах. Краткие сведения о сезонной снеговой линии, распределении осадков в высокогорье, ледовых явлениях, летних паводках и лавинах хребтов Таласского, Киргизского, Терскей-Алатау, Торугарт, Ат-Баши, а также южной оконечности Ферганского хребта приводятся в работах А.Ф. Голубева (1859), М.И. Венюкова (1860), Ф.Р. Остен-Сакена (1867), А.В. Буняковского (1869), Н.А. Северцова (экспедиции 1857-1858, 1864-65 гг.). Последний впервые для Тянь-Шаня установил следы древнего оледенения ("ледяного периода").

Более существенные сведения о широком развитии ледников на Тянь-Шане были получены экспедициями В.А. Полторацкого в 1867 г. и А.В. Каульбарса в 1869 г. Первый сделал топографическую съемку "Музартского прохода" с его ледниками (северо-восток хан-тенгрийского узла), а второй, исследуя Внутренний Тянь-Шань, зафиксировал наличие ледников в хребтах Ат-Баши, Борколдой, Кокшалтау, Койлю, Сары-Джаз и на южном склоне хребта Терскей-Алатау. Особое место среди них, отмечал он, занимает массив Ак-Шыйрак, который "более других удовлетворяет условиям для образования и развития ледников, так как все долины и ущелья... загромождены ледниками". В его работе [Каульбарс, 1875] довольно подробно описаны ледник Петрова (со съемкой) в массиве Ак-Шыйрак, два ледника (№№397 и 398) в долине р. Чонтор и Ирташский ледник (№321) на южном склоне хребта Терскей-Алатау.

Через год он посетил долину Музарта и нашел описанный В. Полторацким ледник в стадии наступания (тип пульсирующего ледника). В 1874 г. геологи Д.И. Мушкетов, а позднее Д.Л. Иванов (в 1879 г.) на Западном Тянь-Шане (междуречье рек Пскем, Аксу и Талас) отмечали наличие "действующих, исчезающих и уже исчезнувших ледников". И.В. Мушкетов (экспедиции 1875-1878 гг.) и Л. Фетисов (1881) сообщают некоторые данные о ледниках, лавинах и вечной мерзлоте на юго-западном склоне хребтов Ферганский, Терскей- и Кунгей-Алатау и сыртах Аксая. Среди исследователей этого периода следует упомянуть и Н.М. Пржевальского, который, характеризуя климатические условия Восточного Тянь-Шаня (бассейны рек Или и Юлдуза) и сравнивая их с Нань-Шанем (экспедиция 1877-78 гг.) отмечал, что поскольку Тянь-Шань выше, он "обильнее вечными снегами" и снеговая линия лежит ниже. Позже этот вывод подтвердил С. Алфераки (1879).

Анализируя гляциологические сведения, полученные в экспедициях с 1860 по 1885 гг., можно отметить, что они в основном носили весьма поверхностный характер, так как сами экспедиции были рекогносцировочного свойства.

Первой серьезной гляциологической экспедицией следует считать экспедицию В. Игнатьева, направленную РГО в Центральный Тянь-Шань в 1886 г. для изучения группы Хан-Тенгри. Для нее И.В. Мушкетовым (1886) была разработана специальная научная программа, в задачи которой входило изучение зависимости развития ледников от ороклиматических условий, движения ледников, слоистости льда и распространения древних ледниковых отложений; определение высоты фирновой линии на ледниках разных типов и различных экспозиций с проверкой закона Гефера и др. Результаты экспедиции были впечатляющими: открыт, подробно описан и снят на топооснову ледник Семенова; на нем же впервые для ледников Тянь-Шаня определены скорость движения (0.6 м/сутки) и на ряде ледников высоты снеговой линии, колеблющиеся от 12 до 14 тыс. футов (3660-4270 м); открыты новые ледники в долинах Текеса, Баянкола, Ашутора, Койлю, Сары-Чата, Инильчека, в том числе и крупнейшие ледники — Южный Инильчек и Колпаковского (южный склон хребта Терскей-Алатау); во всех исследованных долинах на южном склоне хребта Кокшалтау зафиксированы следы широкого развития древнего оледенения.

Но особенно интенсивно гляциологическое изучение оледенения Тянь-Шаня началось со второй половины 90-х г. XIX в, чему способствовало, во-первых, издание "Краткой программы для наблюдений ледников России" (1892), а позднее — "Наставления для установки меток для обозначения разных наблюдений" (1907 г.); во-вторых, создание в России Ледниковой комиссии (1895 г.); в-третьих, открытие Туркестанского отдела Географического общества (1897 г.). За 20-летний период (с 1897 по 1917 г.) на Тянь-Шане было организовано свыше 35 различных экспедиций, которые, в отличие от предыдущих, более равномерно охватили исследованиями всю территорию Тянь-Шаня. Среди них следует отметить экспедиции: Б.А. Федченко (1897, 1902 г.), Г.Б. Леонова (1897 г), О.А. Шкапского (1903 г.) и Ф. Махачека (1911 г.) в Западный Тянь-Шань; Я.М. Королькова (1899 г.), С.Е. Дмитриева (1902-1910 гг.), В.В. Лангвагена (1906 г.) и В.Д. Городецкого (1916 г.) в Северный Тянь-Шань; А. Розеншильдта (1893-1894 г.), Г. Мерцбахера (1902-1903, 1907 гг.), В.В. Сапожникова (1902-1903 гг.) и В.М. Шнитникова (1912 г.) — в Центральный Тянь-Шань; М.Г. Кассина (1914 г.) — в Иссык-Кульскую котловину; Г. Принца (1906,1909 гг.) и К.И. Аргентова (1909-1911 гг.) — в Центральный и Внутренний Тянь-Шань; В.И. Таганцева (1911-1912 гг.), Д.И. Мушкетова (1909, 1916 гг.) и В.Г. Мухина (1915 г.) — в горы восточной Ферганы; В.В. Резниченко (1915 г.) — в Северо-Восточный Тянь-Шань.

В результате этих исследований было открыто более 300 новых ледников, в том числе крупных, на восточных и южных склонах "горной группы Хан-Тенгри" (Сапожников, Мерцбахер, Шнитников, Резниченко); сделаны климатические описания некоторых гляциологических областей (Аргентов, Розеншильдт, Мерцбахер) и проанализирована динамика ледников (Федченко, Дмитриев, Мушкетов, Принц), обобщающая информация по которым представлялась с 1902 по 1907 гг. Ю. Шокальским в Ледниковую Комиссию. Сделаны первые определения и оценки площади и толщины ледников для некоторых регионов (Кассин, Резниченко); С.Е. Дмитриевым с 1903 г. начаты регулярные метеонаблюдения, снегомерные работы, замер скоростей движения и величины колебания ледников Чилико-Кеминской группы (ледники Туюксу, Западный Аксу); установлена изменчивость величины депрессии снеговой линии с запада на восток (Мушкетов); на многих типичных и легкодоступных ледниках установлены геодезические метки, позволяющие качественно оценить пространственное состояние ледников; выявлен новый морфологический тип ледников — плоских вершин (Принц).

В 1918-1928 гг. ледниками Тянь-Шаня занимался Среднеазиатский метеорологический институт (экспедиции Э.М. Ольдекопа, Н.Л. Корженевского, Н.Г. Маллицкого, М.В. Косарева, В.А. Николаева). Исследованиями были охвачены в основном периферийные районы горной страны. Изучением современных и древних ледников Северного и Внутреннего Тянь-Шаня занимались Н.Н. Пальгов, В.Г. Мухин, Л.К. Давыдов. Последний организовал высокогорную гидрометеорологическую станцию "Тянь-Шань" в 1929 г. вблизи ледников массива Ак-Шыйрак, на высоте 3614 м, а Н.Н. Пальгов с 1923 г. на Большеалматинских ледниках (хребет Заилийский Алатау) вел наблюдения за скоростью движения и динамикой языков.

Обобщая накопленный к этому времени гляциологический материал, Н.Л. Корженевский в 1930 г. опубликовал "Каталог ледников Средней Азии", в который вошли 1164 "перворазрядных" долинных ледника, из которых на Тянь-Шань (бассейны рек Тарим, Сырдарья, Чу, оз. Иссык-Куль) приходилось около 700. Этот факт свидетельствует, с одной стороны, о сравнительно лучшей гляциологической изученности Тянь-Шаня по сравнению с Гиссаро-Алаем и Памиром, а с другой стороны, показывает, что все еще она остается очень слабой, так как охватила лишь 1/6 часть всех долинных ледников Тянь-Шаня.

В первой половине 30-х г. в связи с проведением II Международного Полярного Года во Внутреннем и Центральном Тянь-Шане работали Нарыно-Хан-Тенгринская (1932 г.) и Украинская научная правительственная (1932-33 гг.) экспедиции. Впервые были произведены теодолитные съемки концов более 20 ледников во внутренних районах, открыты новые ледники в истоках рек Теректы-Кую-Кап и Джангиджер (юго-восточная часть Центрального Тянь-Шаня), на ряде крупнейших дендритовых ледников (Каинды, Северный и Южный Иныльчек и их притоки) измерены скорости движения льда, поставлены геодезические метки.

Дальнейшее исследование оледенения Тянь-Шаня связано с организацией специальных гляциологических отделов и лабораторий в АН и УГКС Узбекистана, Киргизии и Казахстана и проведением исследований во время МГГ (1957-1959 гг.), МГД (1965-1974 гг.) и каталогизацией ледников СССР. Основные результаты этих исследований изложены в монографиях: "Современное оледене-

ние в Заилийском Алатау" [Пальгов, 1958], "Приход вещества в фирновых зонах ледников" [Цыкин, 1962], "Фототеодолитная съемка ледников Тянь-Шаня в период МГГ" [Забиров, Книжников, 1962], "Очерки по оледенению массива Ак-Шыйрак" [Бондарев, 1963], "Изучение ледников Заилийского Алатау геофизическими методами" [Боровинский, 1963], "Лавины и борьба с ними на территории Киргизии" [Максимов и др., 1965], "Исследование баланса снеговой влаги на горных склонах" [Соседов, 1967], "Формирование речного стока в горно-ледниковых районах" [Голубев, 1968], "Ледники бассейна р. Пскем" [Щетинников, 1976], "Ледники Заилийского Алатау" [Токмагамбетов, 1976], "Режим ледников и водный баланс северного склона хребта Терскей-Алатау" [Диких, Михайлова, 1976], "Снежный покров высокогорной зоны Киргизии" [Диких, 1978], "Режим современного оледенения Центрального Тянь-Шаня" [Диких, 1982], "Закономерности движения и динамики ледников Центрального Тянь-Шаня" [Баков, 1983], "Таяние и сток в бассейнах ледников Средней Азии" [Коновалов, 1985] и в 27 выпусках Каталогов ледников Средней Азии и Казахстана.

Гляциологические исследования по использованию горных ледников на китайской части Тянь-Шаня были начаты в 1959 г. экспедицией с участием русского гляциолога Л.Д. Долгушина. С 1959 по 1961 г. наблюдениями были охвачены основные горно-ледниковые системы Восточного Тянь-Шаня. Основные результаты этой экспедиции:

— оценена общая площадь современного оледенения в 4 800 км^2 и выделены основные морфологические типы ледников;
— определены общие закономерности распределения высоты фирновой линии на ледниках и установлено, что она повышается с запада на восток с 3800 м до 4200 м;
— впервые измерены абляция, поверхностная скорость движения и сток с ледников, а также проведены первые метеорологические измерения на отдельных ледниках;
— проведены опыты по искусственному усилению таяния ледников в хребте Карлыктаг для оценки возможности получения дополнительного стока.

В 1959 г. была создана первая гляциологическая станция в верховьях р. Урумчи и проведены первые круглогодичные измерения баланса массы и скорости движения льда на Леднике №1. На этом леднике и в его бассейне уже более 30 лет (исключая период "Культурной революции") проводятся круглогодичные комплексные гляциологические, гидрологические, метеорологические, геофизические и другие исследования (Glaciol..., Hydrol... Research, 1965, Shi Yafeng, Zhang Xiangsong, 1984, [Liu Chaohai, et al., 1991]), в которых принимают участие специалисты из многих стран. Основные результаты наблюдений публикуются в Трудах Тянь-Шанской гляциологической станции (Annual Reports on the work at Tianshan station, v.1-10). Некоторые данные этой экспедиции были обобщены Ши Яфенгом и Се Зичу (1964).

В 80-х годах состоялась гляциологическая экспедиция на леднике Туотил в Центральном Тянь-Шане (Ледники и климат района пика Томур, 1981).

Летом 1981 г. была проведена китайско-японская экспедиция по изучению режима ледников Богдо-Ула (1982 г.). В конце 80-х годов завершено создание Каталога ледников китайской части оледенения Тянь-Шаня [Glacier inventory of China, 1986]

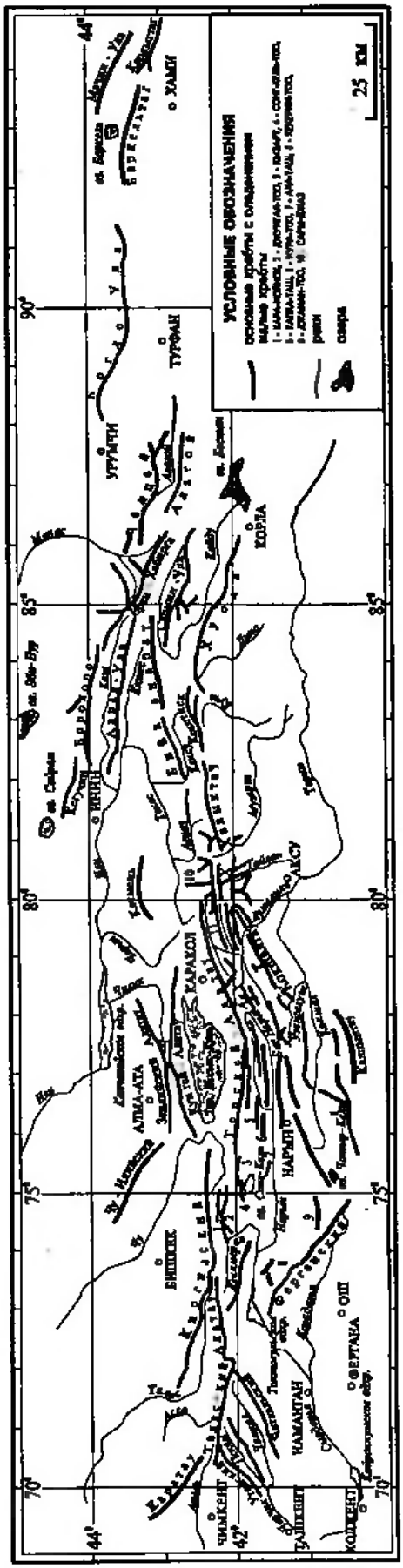


Рис. 1.1. Карта-схема Тянь-Шаня

1.2 Границы

Тянь-Шань — обширная горная система в Центральной Азии, расположенная в пределах между 40-45° с.ш. и 67-95° в.д. (рис. 1.1). Крайняя западная и одновременно северная точка представляет собой погружение хребта Каратау, продолжающего Ферганский хребет. Южная граница — подножие склона хребта Калпинтаг, обрывающегося к Таримской котловине, восточная — погружение хребта Карлыктаг. Протяженность гор с запада на восток составляет 2450 км, ширина горной системы меняется в пределах от 100 до 400 км.

Внешние границы Тянь-Шаня весьма отчетливы (см. рис. 1.1). Он окружен равнинами и лишь в двух местах соприкасается с соседними горными системами: Ферганский хребет контактирует с Памиро-Алаем, а хребет Борохоро — с Джунгарским Алатау. В тектоническом отношении приграничные равнины представляют собой предгорные (межгорные) прогибы (Ферганский, Чуйский, Илийский, Турфан-Хамийский и др.) или участки платформ (Таримская и Джунгарская котловины).

Существуют разные подходы к определению тянь-шаньской горной системы. В ряде работ [Берг, 1952; Мурзаев, 1953; Геллер и др., 1958; Ранцман, 1975 и др.] к ней отнесены хребты, расположенные к югу от Ферганской котловины, — Алайский, Зеравшанский, Туркестанский, Гиссарский и др. ("Южный Тянь-Шань"). С другой стороны, Н.А. Гвоздецкий [1958] сгруппировал их в Гиссаро-Алайскую горную систему. Как самостоятельная Алайская провинция эта территория выделена также при геоморфологическом районировании СССР [Воскресенский и др., 1980]. Мало сторонников имеет включение в состав Тянь-Шаня Джунгарского Алатау [Корженевский, 1925]. При новейшем геоморфологическом районировании эти горы включены в Джунгаро-Зайсанскую провинцию.

Таким образом, часть Тянь-Шаня в пре-

делах территории бывшего СССР располагается в границах тянь-шаньской провинции, выделенной в схеме геоморфологического районирования территории СССР [Воскресенский и др., 1980].

Вызывает сомнение отнесение к Тянь-Шаню гор Бейшань (Гобийский Тянь-Шань), находящихся в пределах протерозойской Китайской платформы. При включении этих гор в тянь-шаньскую систему восточная оконечность последней почти достигает меридиана 100° в.д.

1.3 Геологическое строение

На Тянь-Шане широко распространены сильно дислоцированные отложения докембрия и палеозоя, представленные известняками, песчаниками и конгломератами. Они целиком слагают многие хребты. Мезозойские отложения развиты очень скупо, что говорит о резком сокращении зоны морского осадконакопления при переходе к континентальному режиму. В нижнем палеогене начался длительный этап платформенного развития. Весьма широко (в большей степени в северных цепях) распространены гранитные интрузии каледонского и герцинского возраста.

В китайской части Тянь-Шаня кристаллические породы выходят на поверхность главным образом в осевой зоне, а менее стойкая по отношению к денудации морская толща (сланцы, известняки, песчаники и т.п.) слагает окраинные хребты. Это обстоятельство, а также низкое положение местных базисов эрозии, определяет значительную глубину эрозионного расчленения окраинных хребтов — до 2-3 км. Палеоген-неогеновая толща представлена очень пестрыми в фациальном отношении свитами, что отражает этап тектонической активации и начало формирования на месте предорогенной поверхности контрастного рельефа.

На протяжении плейстоцена в условиях орогенеза доминировала денудация. В связи с местными базисами эрозии происходила аккумуляция пролювиально-делювиальных, аллювиальных и ледниковых отложений, а в некоторых межгорных котловинах озерных отложений.

1.4 Общие черты орографии

Преобладающее направление хребтов субширотное. Из общей закономерности выпадают Меридиональный хребет, а также Ферганский и продолжающий его на северо-запад Атайнокский хребты. Во втором случае диагональное простирание объясняется связью упомянутых хребтов с Таласо-Ферганским разломом. Другая характерная деталь, которая обращает на себя внимание при общем взгляде на орографическую схему и оказывает существенное влияние на размещение ледников, — виргации хребтов.

Характеризуя оледенение Средней Азии в целом, Р.Д. Забиров [1958], наряду с дисперсным типом оледенения, представленным многочисленными разобщенными ледниками, выделил узлы или очаги оледенения. Узлы обычно приурочены к участкам сближения и слияния двух или более водоразделов. По мере сближения высоты водоразделов увеличиваются, и к точке слияния часто бывает приурочена доминирующая вершина. При открытости продольных долин к западу такие участки служат ловушками атмосферных осадков, приносимых ветрами западных румбов. Создаются также предпосылки для метелевого переноса.

Примеры. К северу от Иссык-Куля главный узел оледенения — Талгаро-Чиликский — приурочен к стыку хребтов Заилийского и Кунгей-Алатау. Южнее Иссык-Куля значительный узел оледенения расположен в массиве Ак-Шыйрак, ко-

торый служит водоразделом Нарына и Тарима и замыкает с востока долины Арабель-Су, Кумтора и Кара-Сая. Крупнейшие тянь-шаньские ледники в районе Хан-Тенгри и пика Победы (Томур) расположены в зоне сгущения хребтов Борколдой, Кокшалтау, Иныльчек и Сары-Джаз. Далее на восток узлы оледенения связаны с массивом Ирен-Хабырга на водоразделе Или и Манаса, горными узлами Богдо-Ула и Карлыктаг, а также к контакту сблизившихся хребтов Нарат и Халыктау.

Узлы оледенения бывают приурочены также к положительным ундуляциям хребтов. Таких примеров очень много.

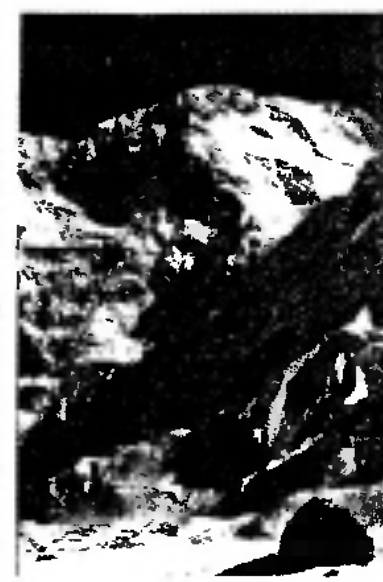
Общая гипсометрическая закономерность такова: на территории Тянь-Шаня к западу от Меридионального хребта гребни хребтов в целом повышаются с севера на юг (табл. 1.1).

Таблица 1.1

Абсолютные высоты водоразделов в пределах бывшей советской части Тянь-Шаньской горной системы [Воскресенский и др., 1980]

Хребты	Преобладающие высоты, м	Максимальные высоты, м
Периферические		
Каратау	600-1500	2176 (гора Мынжилги)
Чу-Илийские горы	600-1500	1629
Северные окраинные		
Таласский Алатау	2500-3500	4482 (гора Манас)
Киргизский хребет	3500-4500	4895 (пик Аламедин)
Заилийский Алатау	2500-4000	4973 (пик Талгар)
Кетмень	2000-3000	3652 (гора Небесная)
Срединный		
Терскей-Алатау	4000-5000	5216
Южные окраинные		
Кокшалтау (центр. часть)	4000-5000	5982 (пик Данкова)
Кокшалтау (вост. часть)	4700-6000	7439 (пик Победы, Томур)

Пик Хан-Тенгри, 6995 м



Пик Победы, 7439 м, высшая точка Тянь-Шаня

Высоты возрастают с севера на юг и достигают максимума в хребте Кокшалтау, южный склон которого резко обрывается в сторону Таримской впадины. Абсолютные высоты возрастают также с запада на восток. В этом направлении хребты сближаются и сходятся у Меридионального хребта, где расположена высшая точка Тянь-Шаня и самый северный семитысячник Северного полушария — пик Победы (7439 м).

Таким образом, Тянь-Шань на территории республик Средней Азии как горное сооружение выглядит перекошенным, что может быть связано с поддвигом Таримской плиты. При этом напряжения, возникающие при воздвижении южного края горного сооружения, реализуются в виде грандиозных сбросов на южном макросклоне Кокшалтау. Их плоскости хорошо просматриваются на космических снимках [Максимов, 1985].

В китайской части Тянь-Шаня сначала сохраняется приуроченность максимальных высот на меридиональных профилях к хребтам, пограничным с Таримской впадиной, но восточнее меридиана 85° в.д. наибольшие высоты наблюдаются на гребнях хребтов, обрамляющих с юга Джунгарскую впадину (Ирен-Хабырга и другие более восточные хребты).

Меридиональный хребет является одновременно высотным полюсом и осью симметрии Тянь-Шаня. По его водоразделу проходила государственная граница между бывшим СССР и КНР. В этом районе сосредоточено около 50 вершин, превосходящих 6 тыс. м. над ур.м.

1.5 История развития рельефа

Различные части Тянь-Шаня пережили геосинклинальный этап развития в разное время, но в начале палеогена вся его территория представляла собой предорогенную поверхность выравнивания. Ее средняя абсолютная высота около 500 м [Крестников, 1954]. Резкая активизация тектонической деятельности к западу от Ферганского хребта началась в олигоцен-миоцене, на большей части остальной территории — в миоцен-плиоцене. Некоторые хребты, как Каратау и Чу-Илийские горы, получили выражение в рельефе лишь в плейстоцене.

Согласно взглядам С.С. Шульца [1948], ведущим процессом стал общий подъем доорогенной поверхности и ее деформация субширотно ориентированными складками большого радиуса кривизны. Они приобретали прямое выражение в рельефе — своды антиклиналей соответствуют приводораздельным частям хребтов, а мульды синклиналей — продольным долинам. Таким образом, Тянь-Шань принадлежит к числу возрожденных эпиплатформенных гор.

В неогене во многих внутригорных котловинах — Иссык-Кульской, Нарынской, Илийской, Сусамырской, Кегенской, Ат-Башинской, Арпинской, Джумголской, Кочкорской, Турфанской, а также в Хамийской котловине Большого и Малого Юлдуса и др.— существовали озерные водоемы [Алешинская и др., 1976; Максимов, 1985]. По оценке Е.В. Максимова, в "эпоху больших озер" их общая площадь была близка к 30 тыс. км^2, т.е. почти в 5 раз превосходила площадь современного Иссык-Куля.

В ходе подъема складки большого радиуса кривизны были осложнены дизъюнктивными дислокациями. С.С. Шульц отводил им второстепенную роль: "Разрывы целиком укладываются в закономерности складчатой структуры". Но в более поздних работах разломной тектоники придается большое значение. Согласно Б.Н. Хованскому [1977], хребты Северного Тянь-Шаня в крупном плане представляют собой горст-антиклинали, а межгорные впадины — горст-синклинали. То же относится и к другим геоморфологическим районам.

Довольно часто наблюдаются асимметричные односторонние горсты, когда один склон крутой, оборванный разломом, а другой — пологий, перекрыт кайнозойскими отложениями. Мегасинклинали также асимметричны. Как правило, крутые крылья мегаантиклиналей сопрягаются с крутыми крыльями соседних мегасинклиналей, а пологие с пологими. Эта закономерность хорошо иллюстрируется профилем по меридиану Бишкека от Чуйского прогиба до Сонкельской впадины [Садыбакасов, 1970].

Асимметрия односторонних горстов отражается на характере оледенения. При достаточно больших абсолютных высотах пологий склон южной экспозиции может иметь более значительное по площади оледенение, чем обращенный к северу крутой склон. Такая ситуация наблюдается на некоторых участках Терскей-Алатау, в восточной части хребта Ат-Баши и в других районах.

На рубеже неогена и плейстоцена орографический план Тянь-Шаня в общих чертах приобрел современный облик. В среднем плейстоцене опускание небольших впадин прекратилось и они были вовлечены в общий подъем. Заметно сократилась также площадь прогибания в пределах крупнейших впадин — Ферганской и Иссык-Кульской[1]. Вовлечена в поднятие была вся южная периферия Джунгарской впадины. Так, реки Баян-Гол, Куйтук, Дасигоу, Янцзыхай и др. глубоко врезаны в собственные конусы выноса [Мурзаев, 1966]. С другой стороны, в центральных частях Ферганской и Иссык-Кульской впадин интенсивное погружение продолжалось, причем его скорость увеличивалась [Чедия, 1986]. Сказанное, очевидно, справедливо по отношению к Хамийской и Турфанской впадинам, особенно ко второй, где отметка наиболее глубокой части (-154 м, — самая глубокая безводная депрессия на земном шаре) — свидетельствует о явном некомпенсированном погружении.

По оценкам А.К. Трофимова, скорость погружения Иссык-Кульской впадины в неогене измерялась сотыми долями миллиметра в год. На границе раннего и среднего плейстоцена опускание шло со скоростью 0.3-0.4 мм/год, а в позднем плейстоцене и в голоцене возросло до 1-1.5 мм/год.

Горное обрамление продолжало подниматься. Величина подъема северного склона Терскей-Алатау (центральный и восточный секторы) в плейстоцене оценивается в 800-900 м. Такая же цифра получена для северного склона Киргизского хребта. Воздымание южного склона Кунгей-Алатау за тот же период[2] составило 700-800 м [Хованский, 1977].

Судя по этим цифрам, средняя для плейстоцена скорость подъема составляет 1.2-1.5 мм/год (если взять "короткий" вариант продолжительности плейстоцена 600 тыс. лет). Скорость регионального поднятия Тянь-Шаня в среднем за голоцен, определенная по скорости врезания рек, лежит преимущественно в интервале от 3-7 до 10-20 мм/год. Скорости современных движений лежат в интервале от 0.1 до 8 см/год. При землетрясениях они составляют 0,5-12 см/год [Никонов, 1977]. Градиенты скоростей вертикальных тектонических движений в начале новейшего этапа были равны 10^{-9}-4×10^{-8}, а затем увеличились до 10^{-7}-10^{-5}. Максимальные значения отмечены в зоне глубинных разломов.

Сформировалась точка зрения, согласно которой с конца палеогена до настоящего времени происходило последовательное нарастание интенсивности движений, при-

---

[1]На восточном Тянь-Шане межгорные впадины делятся на три категории по гипсометрическому положению: расположенные на абсолютных высотах более 2000 м, от 500 до 2000 м и ниже 500 м. По отношению к первым двум разновидностям можно, видимо говорить об инверсии тектонических движений [Мурзаев, 1966]. *Примеч. Л.Г. Бондарева*

[2]Во всех трех случаях подъем определен по плейстоценовому углублению речных долин, которые имеют характер, близкий к антецедентному. Метод нельзя считать безупречным. *Примеч. Л.Г. Бондарева*

чем в течение плейстоцена скорость возросла на порядок величины [Попов, Резанов, 1955; Ранцман, 1959; Несмеянов, 1971; Чедия, 1972 и др.]. Но существует и другой взгляд [Никонов, 1977], согласно которому проявилось несколько всплесков тектонической активности — 1.5-1 и 0.6 — 0.3 млн лет назад и современный, охватывающий последние 50 — 150 тыс. лет. Независимо от того, кто прав, ясно одно — эволюция оледенения Тянь-Шаня от термического минимума плейстоцена до его современного состояния происходила в условиях весьма напряженного тектонического режима.

Добавим к сказанному, что в течение голоцена, по мере сокращения оледенения, стали проявляться движения гляциоизостатического характера ("активизированные движения"). Признаки таких движений отмечены нами на Арабельских сыртах [Бондарев, 1976].

Амплитуда вертикальных движений новейшего орогенного этапа характеризуется весьма значительными цифрами. Вдоль подножия Киргизского хребта проходит северо-тянь-шаньский глубинный разлом. К северу от этой линии палеозойский фундамент погружен до отметки -3000 м, а в осевой части хребта палеозойские породы находятся на высоте 3 км [Хованский, 1977]. В этом случае амплитуда движений составила 6 км; в юго-восточной части Иссык-Кульского бассейна она достигает 8 км.

Определим величину амплитуды в целом для Тянь-Шаня. Абсолютная высота предорогенной поверхности оценивается в 500 м [Крестников, 1954]. Если это так, то величина подъема за новейший этап в районе Хан-Тенгри и пика Победы составляет 6.8 км (без учета денудации). Отрицательные движения были наиболее активными в Фергане. В центре впадины мощность олигоцен-неогеновых моласс озерного типа достигает 6000 м, а плейстоценовая аллювиально-пролювиальная молассовая формация имеет мощность до 2000 м [Чедия, 1971]. Таким образом, амплитуда движений в новейшую эпоху горообразования составляет 15 км.

1.6 Формирование гидрографической сети

Из того факта, что общий орографический план Тянь-Шаня был создан субширотно ориентированными хребтами, следует первичная приуроченность главных долин к понижениям между ними. На ранней стадии развития тянь-шаньской горной системы субпараллельные друг другу долины-синклинали характеризовались большой выдержанностью и протягивались по простиранию на многие сотни километров. В частности, по мнению Н.П. Костенко с соавторами [1968], в плиоцене основными составляющими Нарына были субширотные долины Сары-Джаза, Иныльчека и Каинды, которые к юго-западу от массива Ак-Шыйрак объединялись в единый поток. Е.В. Максимов [1985] не исключает вероятности впадения пра-Сары-Джаза в Иссык-Куль. В расширенных и относительно опущенных участках синклиналей существовали проточные озера.

В восточной части Тянь-Шаня к числу типичных продольных долин принадлежат Музарт (в среднем течении), Большой и Малый Юлдус, верховья Или и др.

В китайской части Тянь-Шаня также выделена озерная стадия, которая связана со стоком талых вод при деградации последнего оледенения [Кузнецов, Мурзаев, 1963]. На протяжении послеледниковья почти все горные озера были спущены эрозией или заполнены наносами. Реликтом этой стадии является оз. Сайрам-Нур на сыртах хребта Борохоро (абсолютная отметка уровня 2078 м).

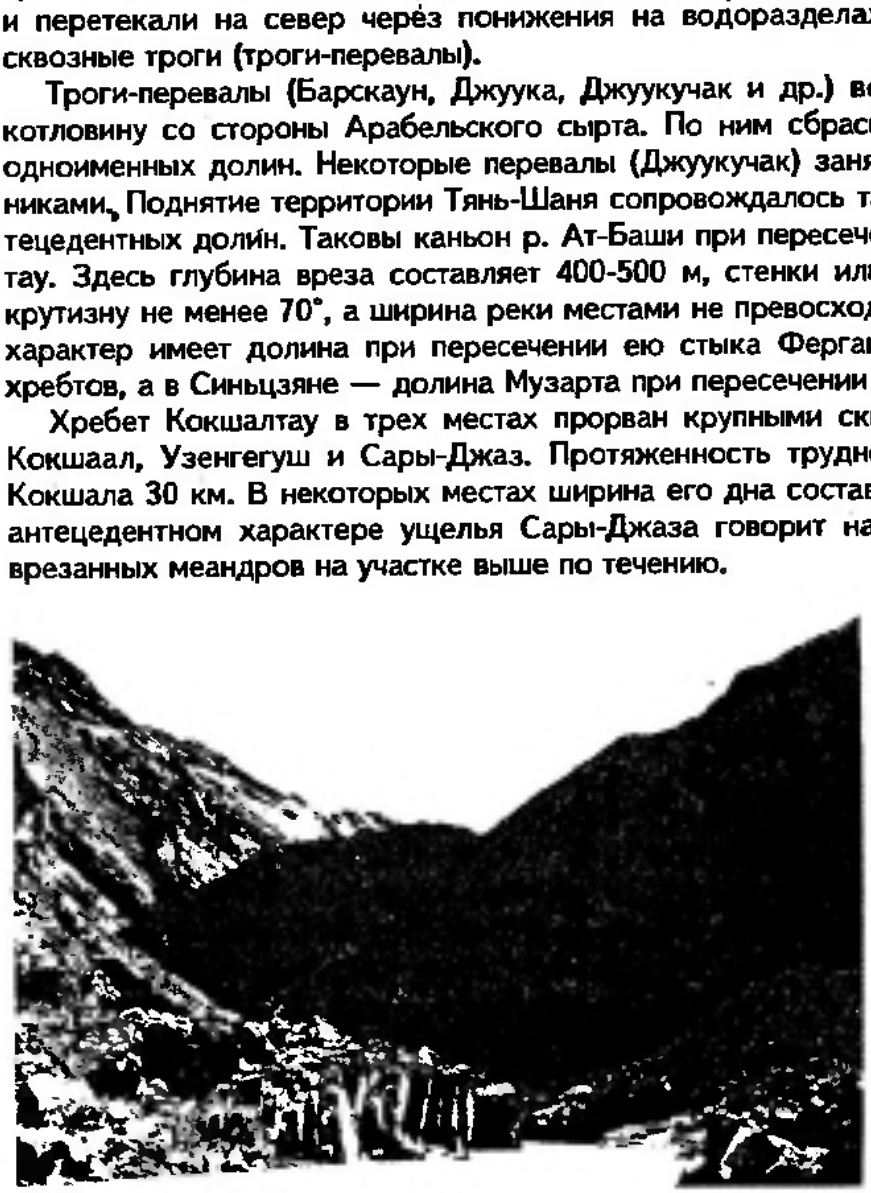
За начальной стадией продольных долин, когда наблюдалась прямая связь орографии и гидросети с развитием складок большого радиуса кривизны, последовала стадия заложения и углубления большого количества коротких поперечных долин. Они были приурочены преимущественно к отрицательным ундуляциям хребтов-антиклина-

лей. На таких участках создавались благоприятные условия для регрессивной эрозии, речных перехватов, действия гляциально-нивальной денудации. Весьма активно углублялись поперечные долины на внешних склонах окраинных хребтов, контактировавших с предгорными прогибами, поскольку в таких случаях базисы эрозии занимали наиболее низкое положение. В дроблении продольных долин сыграли роль инверсионные движения на некоторых участках синклиналей. Так, формирование современного водораздела Нарына и Сары-Джаза было связано с вовлечением в поднятие днища акшыйракской мульды. В настоящее время в ее средней части фрагменты пенеплена (прежнее ложе мульды) расположены на относительных высотах 700-800 м.

Н.П. Костенко [1955], рассматривая вопрос о роли гляциальной денудации в формировании поперечных долин, пришла к выводу, что во многих случаях именно этот процесс сыграл решающую роль. При гипсометрическом положении, благоприятном для появления ледников, происходил пролом задних стенок каров, расположенных на противоположных склонах хребта напротив друг друга. В период максимальной экспансии ледников происходило следующее. Ледниковые языки в продольных долинах оттеснялись их притоками к северному склону, подрезали его и перетекали на север через понижения на водоразделах. Так формировались сквозные троги (троги-перевалы).

Троги-перевалы (Барскаун, Джуука, Джуукучак и др.) ведут в Иссык-Кульскую котловину со стороны Арабельского сырта. По ним сбрасывался лед в верховья одноименных долин. Некоторые перевалы (Джуукучак) заняты современными ледниками. Поднятие территории Тянь-Шаня сопровождалось также образованием антецедентных долин. Таковы каньон р. Ат-Баши при пересечении ею хребта Нарынтау. Здесь глубина вреза составляет 400-500 м, стенки или отвесные, или имеют крутизну не менее 70°, а ширина реки местами не превосходит 3 м. Антецедентный характер имеет долина при пересечении ею стыка Ферганского и Атайнокского хребтов, а в Синьцзяне — долина Музарта при пересечении ею хребта Куруктаг.

Хребет Кокшалтау в трех местах прорван крупными сквозными долинами рек Кокшаал, Узенгегуш и Сары-Джаз. Протяженность труднопроходимого каньона Кокшала 30 км. В некоторых местах ширина его дна составляет всего 10-25 м. Об антецедентном характере ущелья Сары-Джаза говорит наличие многочисленных врезанных меандров на участке выше по течению.



Ущелье и река Узенгегуш в районе пика Данкова (Кокшаал)

Манас — самая многоводная река китайской части Тянь-Шаня — в верховьях приурочена к трогу, затем к эрозионному врезу, прорезающему дно широкой древней долины, а затем пересекает передовой хребет и выходит в Джунгарскую впадину. Третий — каньонообразный участок долины имеет явно антецедентный облик. Участки таких каньонов, недоступные даже для вьючной тропы, характерны также для таких рек Тянь-Шаня, как Куйтун, Хоргос, Баян-Кол.

Сложное происхождение имеет Боомское ущелье. Его северный отрезок между устьями Конорчока и Чонг-Кемина антецедентный [Токомбаев, 1969], а образование именно южного участка связано с пятящейся эрозией со стороны Конорчока, которая облегчалась тектоническими дислокациями. Примером эпигенетического вреза крупной реки является участок р. Сары-Джаз выше ее слияния с Иныльчеком.

Во многих районах Тянь-Шаня прежний простой рисунок гидросети также оказался преобразованным неоднократными речными перехватами и смещениями водоразделов. Крупные современные речные бассейны включают фрагменты как продольных древних долин, так и поперечные долины, т.е. они являются *составными* [Костенко, 1970]. Типичный пример составной долины — Нарын.

Повсюду первичный рисунок продольных параллельных долин был преобразован в рисунок решетчатого типа с характерными коленчатыми изгибами русел и впадающими под прямым углом притоками.

1.7 Выраженные в рельефе тектонические барьеры и их влияние на динамику оледенения

Случай, когда обширный речной бассейн имеет узкий выход через антецедентную долину, весьма типичен для Тянь-Шаня, где крылья складок крупных антиклинальных структур часто осложняются относительными поднятиями по взбросам. Интересным примером такого рода может служить бассейн р. Карагоман на южном склоне хребта Терскей-Алатау. Его ширина по главному водоразделу составляет около 25 км, но уже в 11 — 13 км к югу протягивается осложняющий терскейский антиклинорий — хребет Карагоман, прорезанный долиной прорыва одноименной реки.

В период максимального развития позднеплейстоценовых ледников Карагоман являл собою классический пример подпруживания — обширный водосборный бассейн с узким выводным каналом. При рассмотрении явления подпруживания ледников подобная ситуация (как наиболее действенная) была проанализирована М.В. Троновым [1966].

Действительно, конфигурация бассейна Карагомана обусловила подпруживание нескольких ледниковых языков при их слиянии. В прогрессивную фазу оледенения это стимулировало увеличение мощности льда и площади области питания. Обратная картина наблюдалась в регрессивную фазу — после ликвидации подпруживания сложный ледник вступил в состояние саморазрушения, которое не могли бы остановить временные "улучшения" климата. Днища долин в бассейне Карагомана загружены непрерывным на-

Ледниковое озеро Тяньши вблизи массива Богдо. Конец апреля 1990 г.

громождением бугристой морены и нет стадиальных конечных морен, что говорит о быстром отмирании сразу больших участков ледника.

О продолжающемся в настоящее время подъеме хребта Карагоман свидетельствует смещение позднеплейстоценовой морены по разлому на антецедентном участке долины.

Другой тип тектонического барьера связан со взбросами в пределах пологих денудационных поверхностей. Согласно описанию Б.К. Лузгина и В.И. Макарова [1966], в восточной части междуречья Джеруй-Корумду (северный склон Терской-Алатау) граница морены фиксируется линией разрывного нарушения с поднятым северным блоком. Западнее, где амплитуда смещения затухает, морена в нескольких местах перекрывает тектонический барьер. Аналогичная картина наблюдалась теми же авторами на южном склоне Кунгей-Алатау, в верхних частях бассейнов Чолпон-Аты и Бахту-Долонаты. В этих случаях сам полупокровный характер древнего оледенения был в значительной мере обусловлен тектоническим экраном.

Еще один пример. По южному склону хребта Сары-Джаз (правый борт долины Инылычека) на протяжении более 30 км хорошо выражена в рельефе линия разлома. Амплитуда смещения по взбросу достигает 100 м. Поскольку линия разлома в нескольких местах перекрыта позднеплейстоценовыми моренами, ясно, что ее заложение относится ко времени до максимума последнего оледенения. Вместе с тем, ее прекрасная выраженность в рельефе (особенно при пересечении долинок Шорлу, Карашилвы и Джильматалды-Булака) позволяет высказывать мнение, что дифференцированные движения здесь продолжаются и в наши дни.

Ряд ледников южного склона хребта Сары-Джаз в пору их максимального продвижения испытал воздействие упомянутого тектонического барьера. В условиях очень крутого склона (на протяжении 5 км перепад высот составляет около 2 км) порог взброса относительной высотой в несколько десятков метров выступал как существенное препятствие. Продвижение ледников вниз сдерживалось; благодаря существованию взброса они оканчивались на более высоких отметках, вследствие этого меньше была величина годовой абляции. Сокращение ледников, упиравшихся в тектонический барьер, растянулось на более длительный срок. Аналогичная ситуация отмечена на правобережье р. Ак-Шыйрак, где длина взбросового барьера составляет около 20 км.

Косвенное воздействие взброса на эволюцию ледников продолжалось и после того, как их языки, отступая, поднялись выше линии разлома. Дело в том, что эрозия в условиях Внутреннего Тянь-Шаня в целом выступает как фактор, содействующий деградации оледенения, т. к. подбираясь к языкам ледников, она способствует их продвижению на более низкие гипсометрические уровни. Это обстоятельство отмечено Г.А. Авсюком [1952] и нами [Бондарев, 1963]. Растущий же тектонический барьер сдерживает проникновение эрозионного вреза вверх по склону.

1.8 Мезорельеф и рельефообразующие процессы

1.8.1 Поверхности выравнивания

Участки древнего пенеплена развиты на Тянь-Шане чрезвычайно широко, начиная от водоразделов, лежащих вне пределов развития современного и древнего оледенения, до высот, превосходящих современную снеговую линию. Платообразный массив Каратас в зоне северо-западного погружения Заилийского

Алатау имеет абсолютную высоту 1000-1100 м, а на северном склоне Кокшалтау перекрытые ледниками плоских вершин поверхности встречаются на высотах около 5700 м.

Многие авторы считают, что пенеплен Тянь-Шаня является разновозрастной полициклической поверхностью выравнивания, формировавшейся в течение длительного периода. Действительно, для северных цепей можно говорить о посткаледонском, а для южных и западных — о постгерцинском возрасте. Кроме того, отдельные фрагменты поверхностей выравнивания могли сформироваться в разные моменты внутри этого этапа, когда локальные поднятия компенсировались денудацией.

В конце палеогена, в процессе нового орогенеза поверхность выравнивания была вовлечена в неравномерное поднятие, и начался период ее разрушения [Богданова, 1973].

Пенеплен полигеничен. На северной окраине Тянь-Шаня его участки имеют облик мелкосопочника, сформированного при участии аридно-денудационных процессов (иногда поверхность перекрыта лессовидными отложениями). Наиболее пониженная часть Ангренского плато на Западном Тянь-Шане (высоты 2500-2600 м) имеет отчетливые следы морской абразии [Богданова, 1973].

При достаточной длительности гляциально-нивальной денудации возможно полное уничтожение задних и боковых стенок каров. При этом на высотах, соответствующих древней снеговой линии, участки древнего пенеплена могли образоваться в плиоцен-плейстоцене в водораздельных частях хребтов в результате слияния днищ соседних каров, а также каров, расположенных на противоположных склонах [Щукин, 1971].

Довольно часто приводораздельные участки древнего пенеплена бывают разбиты продольными сбросами. Таково, например, строение западной части южного склона Кунгей-Алатау, где крутые уступы ступеней имеют относительную высоту до 150 м. Поверхности ступеней пологие (падают на юг под углом 3-5°) и местами заболочены. От приозерного аллювиально-пролювиального шлейфа, развитого к уровню Иссык-Куля, эта лестница отделена уступом, совпадающим с плоскостью сброса. Его относительная высота около 300 м [Щукин, 1983].

Ступенчатый рельеф, образовавшийся при разрывных деформациях древнего пенеплена, характерен и для китайской части Тянь-Шаня (хребты Баркультаг, Карлыктаг, Мэчин-Ула и др.). Фрагменты поверхностей выравнивания подняты над днищами долин на высоту 2000-3000 м [Мурзаев, 1966; Долгушин, Осипова, 1989]. В восточной части Терскей-Алатау разделенные разломом фрагменты поверхностей выравнивания приурочены в основном к двум высотным ступеням — 2200-2800 и 3200-3600 м [Благовещенский, 1979]. Верхний из упомянутых уровней хорошо выражен также на северном склоне Сарыджазского хребта, где в пологую поверхность выравнивания врезаны древние троги. Подобная ситуация отмечена также в Кокшалтау, Борколдое, Терскей-Алатау, Акзоо, в восточной части Джетымбеля и др. Такой рельеф был весьма благоприятен для существования заполнявших троги древних ледников, которые питались в значительной степени за счет метелевой концентрации снега, сдуваемого ветром с плоских поверхностей пенеплена.

В некоторых горных узлах пенеплен в ходе орогенеза был деформирован в виде куполов. К настоящему времени их вершинные части переработаны денудацией, а в основании куполов сохранились остатки денудационной поверхности, падающие в разные стороны. Подобная картина наблюдается в районе Хан-Тенгри, Талгарском и Чилико-Кеминском узлах [Сваричевская, 1965].

Если крутизна денудационной поверхности велика, то, по мере приближения к водоразделу, пенеплен сохраняется все хуже и хуже и сменяется, наконец, альпинотипным рельефом. Примером может служить участок северного склона Кокшалтау в районе пика Данкова, где совпадающий с крылом складки и со склоном денудационный деформированный уровень падает под углом до 35°. То же можно наблюдать в Кунгей-Алатау, на северном склоне Терскей-Алатау, а в Синьцзяне — в хребте Ирен-Хабырга, в массиве Богдо-Ула (западная часть хр. Богдошань) и в некоторых других хребтах. В таких случаях у наблюдателя создается впечатление, что формы альпинотипного рельефа с современными ледниками или без них насажены на широкий плоский постамент. Быстрая денудационная переработка осевых частей хребтов связана с большой крутизной крыльев складок, тектоническими деформациями и чрезвычайно интенсивным физическим выветриванием на больших абсолютных высотах в пределах гляциально-нивального пояса.

Широкое развитие реликтового пенепленизированного рельефа на Тянь-Шане существенно отразилось на характере древнего оледенения. В начале плейстоцена, когда поднятый деформированный пенеплен был еще слабо эродирован, оледенение имело, по всей вероятности, преимущественно полупокровный характер. При достаточно больших абсолютных высотах (прежде всего во внутренних частях горной системы) синклинальные впадины, имевшие малые уклоны по простиранию, становились ледоемами, которые на широком фронте сопрягались с пологими фирновыми полями, покрывавшими слабо расчлененные склоны обрамляющих хребтов.

Через отдельные перевалы, приуроченные к отрицательным ундуляциям, антецедентным врезам, путям проникновения пятящейся эрозии, от ледоемов отходили выводные ледники. Например, из Арабельского сырта потоки льда направлялись в сторону Иссык-Кульской котловины через перевалы Барскаун, Джуука, Джуукучак и на юг в Тарагайскую котловину через перевал Суек.

В дальнейшем происходили прогрессирующее разрушение пенеплена и дифференцированные перемещения его фрагментов на разные гипсометрические уровни. Активная эрозия развивалась по шарнирам синклинальных долин и по склонам хребтов. Поперечные долины при повторном оледенении могли перерабатываться в сквозные троги. На этом этапе характерно сочетание перекрытого фирном высоко поднятого фрагмента древнего пенеплена и врезанного в его поверхность трога.

В настоящее время в некоторых частях Тянь-Шаня плосковершинные ледники продолжают оставаться заметным элементом оледенения. Так, в бассейне р. Кокшаал таких ледников насчитывается 131, причем они занимают 23% всей площади оледенения бассейна (данные каталогизации).

1.8.2 Денудационный гляциальный рельеф

В зависимости от экспозиции, гипсометрии и положения внутри или на периферии горной системы длительность ледниковой денудации была различной в разных частях Тянь-Шаня. Так, горный узел Хан-Тенгри вошел в соприкосновение с хионосферой еще в плиоцене. Здесь и в других наиболее высоких ледниковых узлах активная ледниковая денудация совершалась в рамках единой непрерывной плиоцен-плейстоценовой ледниковой эпохи [Чедия, 1972].

На сухих южных склонах хан-тенгринского массива следы крупных ледниковых пульсаций отмечены Б.А. Федоровичем и Ян Тинсянем [1960]. В высотном интервале 1500-2000 м названные авторы наблюдали валунные отложения, которые они

читают древнейшей мореной, не выраженной в рельефе. Более молодые морены редставлены дугообразными грядами относительной высотой до 300 м. Всего для айона Хан-Тенгри установлены признаки четырех самостоятельных четвертичных леденений, причем авторы не исключают вероятности существования оледенений акчагыльское и в апшеронское время.

Этот вывод подтвержден участниками Комплексной научной экспедицией АН НР в 1977-1978 гг. В 70 км к югу-востоку от пика Победы, при выходе р. Музарт а предгорную равнину, ими были выделены морены четырех ледниковых эпох и азделяющие их межледниковые отложения. Самая древняя морена условно сооставлена с гюнцским оледенением Альп [Mount Tomuer..., 1984].

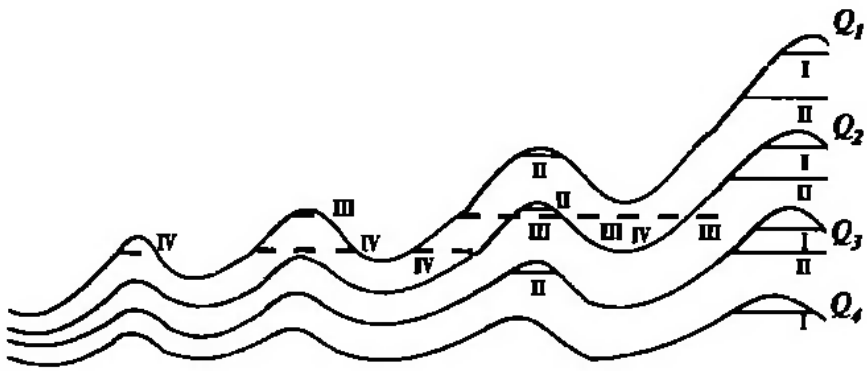


Рис. 1.2. Принципиальная схема различного количества оледенений в зависимости от этапов поднятия горной страны [Федорович, 1968, с. 26]

В районах горной системы с более низкими абсолютными высотами было меньшее количество оледенений и межледниковий. Б.А. Федорович [1968] показал, что пределах одной и той же горной системы, где существует набор хребтов разной ысоты, должны быть участки, пережившие разное количество оледенений (Рис. .2). При наименее благоприятных для существования ледников условиях (южная кспозиция, дефицит осадков, малые абсолютные высоты) гляциальная денудация робще отсутствовала или была непродолжительным эпизодом на фоне новейшего ологического этапа.

В целом степень разработанности полых гляциальных форм прямо связана с лительностью гляциальной денудации.

Гляциальная денудация наиболее интенсивно осуществляется в условиях север-ой экспозиции. При этом, благодаря более низкому положению снеговой линии, ары северного склона "подкапываются" под противоположный склон, и в процес- регрессивной ледниковой эрозии линия водораздела смещается на юг.

Признаком такого развития событий является несовпадение водоразделов с лини- максимальных вершин, фиксирующей положение первоначального "тектоническо-" водораздела. В качестве примера такого несовпадения можно назвать участок верного склона в восточной части Кунгей-Алатау, где в бассейнах правых притоков арына от Кутурги до Каянды включительно водораздел смещен относительно ли-и максимальных вершин на 4-7 км. Такую же особенность отметил Е.В. Максимов 980] для Киргизского хребта, там где наибольшие высоты приурочены не к осево- гребню, а к боковым отрогам северного склона. Особенно высоки Аларчинский, амединский, Бытыйский, Кокмойнокский и Иссык-Атинский отроги (Киргизский

Алатау). К первому из них приурочены максимальные отметки всего хребта — пик Западный Аламедин (4894 м) и массивная гора Корона (4867 м).

На Тянь-Шане выделяются троговые долины трех типов.

Продольные троги. Приурочены к широким продольным синклинальным долинам, которые в эпоху древнего оледенения были заняты крупными древовидными ледниками. Ширина концевых частей языков таких ледников составляла 5-6 км (ледники Аксу, Бурхан, Иныльчек, Кара-Сай и др.); к востоку от Меридионального хребта — Карагюльсу, Тугбельчи и др.

Поперечные троги. В них располагались притоки ледников, занимавших продольные долины. Поперечные троги характеризуются более скромными размерами и во многих случаях являются висячими по отношению к продольным трогам. В восточной части массива Ак-Шыйрак превышения устьев висячих притоков над тальвегами главных долин равны 200-400 м.

Перевальные (сквозные) троги. О них речь шла выше.

Морфология каров и нивальных ниш изменяется в широких пределах от слабо освоенных гляциально-нивальными процессами верховьев эрозионных форм до классических кресловин с перегораживающими устьевую ступень ригелями и озерами. Совершенно не характерны ступенчатые кары и каровые лестницы. Исключения из этого правила немногочисленны — Таласский Алатау, северный склон Терскей-Алатау в пределах восточной части Иссык-Кульской котловины. Редкость каровых лестниц может быть объяснена общей тенденцией к подъему горной страны на протяжении всего плейстоцена. В таких условиях ледники более позднего оледенения обычно наследуют готовые вместилища древних ледников.

1.8.3 Устья висячих долин как регулятор динамики ледников

Устье висячей долины и ледопад в бассейне ледника Северный Иныльчек

Боковые притоки продольных долин, как правило, являются висячими. Переуглубление может быть объяснено опережающим ростом хребтов и большей водоносностью рек в главных долинах. Величина переуглубления усугубилась также в период последнего оледенения благодаря различиям в темпах экзарации, осуществляемой главными ледниками и притоками. После регресса оледенения в некоторых висячих долинах сохранились обособившиеся притоки дендритовых ледников. При сокращении они ведут себя как обыкновенные долинные ледники, занимающие аналогичное гипсометрическое положение. Но в случае надвигания никакого подобия быть не может. Достигнув висячего устья, конец ледника повисает на крутом склоне высоко над тальвегом главной долины или низвергается ледопадом. Поэтому, как писал С.В. Калесник [1939], он не может быть уподоблен окончанию ни одного альпийского глетчера.

При переходе ледника через висячее устье происходит резкое увеличение скорости движения в его концевой части, которая опускается на более низкие отметки и оказывается в более неблагоприятных условиях (особенно в случае южной экспозиции). Перетекание льда через порог вызывает быстрое расходование его запасов, благодаря которым началось надвигание. Мощность льда уменьшается, и это приводит, в свою очередь, к замедлению и приостановке линейного надвигания. И наоборот, в эпоху деградации оледенения, после втягивания спускающегося с уступа конца ледника и его ухода в висячую долину должно произойти замедление скорости линейного отступания. Таким образом, наличие висячего устья как бы сдерживает размах пространственных изменений ледника как при его сокращении, так и при нарастании. В каждом конкретном случае влияние эрозии проявляется различно, но в конечном итоге она, по-видимому, содействует деградации оледенения [Авсюк, 1948, 1952].

Возможно также косвенное влияние эрозионного расчленения перигляциальной зоны на состояние ледника. Если перед его концом расположена ровная зандровая площадка, блокированная мореной, то весьма вероятно образование на таком участке наледи, питаемой талыми ледниковыми водами. Примыкая к концу ледника, а иногда отчасти перекрывая его, наледь образует вместе с ним единую "белую поверхность", что создает более благоприятный микроклимат, уменьшающий абляцию ледникового языка и сдерживающий его отступание (в плане). Такие приледниковые наледи характерны для Внутреннего Тянь-Шаня. Ясно, что эрозионное расчленение, дренирующее зандровую площадку, уменьшает вероятность появления наледи со всеми вытекающими последствиями.

Наледь в районе Тянь-Шаньской гляциологической станции Института Гляциологии и Геокриологи Академии наук Китая

Вообще, наиболее крупные наледи бывают приурочены к выходам подмерзлотных вод по тектоническим разломам. Эта связь хорошо прослеживается на примере массива Ак-Шыйрак [Бондарев, Горбунов, 1969].

1.8.4. Обвалы, оползни, каменные глетчеры

С интенсивностью и контрастностью новейших тектонических движений связана высокая современная сейсмичность Тянь-Шаня. При катастрофических землетрясениях могут происходить мгновенные подвижки по разломам. Так, во время Кебинского землетрясения 4 января 1911 г. амплитуда таких смещений в восточной части Чонкеминского грабена составила 10-15 м [Горячев, 1959].

В 1885-1973 гг. только в северных цепях советской части Тянь-Шаня было зафиксировано 4269 землетрясений, из них 515 сильных, с энергетическим классом 10 и более [Хованский, 1977]. Эти цифры говорят о том, что в рельефообразовании Тянь-Шаня и в динамике его ледников сейсмика является поистине постоянно действующим фактором.

В разных частях Тянь-Шаня отмечено огромное количество сейсмогравитационных форм рельефа. Таковы Чукурчакский завал в долине р. Чаткал, засыпанные долины на южном склоне хребта Нарынтау, а также многочисленные за-

вальные озера (Сарычелек в Чаткальском хребте, Коль-Тор на южном склоне Нарынтау, озеро того же названия на северном склоне Киргизского хребта, Иссык в Заилийском Алатау[3], Капка-Таш на северо-восточном склоне Ферганского хребта и др.)[4].

Вероятность крупных обвалов возрастает в период быстрой деградации больших ледников. В работе, посвященной рельефу Горной Осетии, В.А. Растворова пишет следующее: "...после исчезновения льда, заполнявшего долину и поддерживавшего полуотделенные по тектоническим трещинам блоки, последние вышли из условия равновесия и началось их смещение: либо оседание крупных блоков, либо их обрушение [Растворова, 1973, с. 103].

Иногда сейсмогенные перемычки на дне долин бывают похожи на древние морены, что может внести определенные сложности в реконструкцию истории древнего оледенения.

Во время 9-балльного Верненского землетрясения 9 июля 1887 г. некоторые долины в Заилийском Алатау были засыпаны сброшенным со склонов обломочным материалом на протяжении 8-10 км при ширине обвальной массы 400-500 м и мощности 60 м [Горячев, 1959]. Ясно, что такое событие может привести к полному перекрытию языка долинного ледника. Практически полностью будет исключен расход льда путем абляции. Наличие погребенного пластичного ледникового ядра приведет к поступательному движению до определенных пределов, вытягиванию обвальной массы в язык с крутыми (30-40°) склонами и характерным рельефом, представленным чередующимися концентрически расположенными валами и понижениями между ними. Образуется такая характерная форма рельефа высокогорья, как каменный глетчер.

Тянь-Шаньские каменные глетчеры достигают в длину 3-3.5 км, в ширину до 0,4 км при средней мощности 10-40 м [Иверонова, 1950]. Часто они являются непосредственным продолжением существующих ледников или выходят из пустых каров. Каменные глетчеры делятся на активные и неактивные. Первые в настоящее время продвигаются со скоростью порядка 0.5-1.0 м/год, вторые утратили способность к движению [Горбунов, 1975].

Внезапное сейсмогенное перекрытие обломочным материалом — лишь один из возможных вариантов возникновения каменного глетчера. Обычно ледник покрывается моренным чехлом в течение длительного времени. М.И. Иверонова рассматривает каменные глетчеры как особую форму ледниковой аккумуляции — своеобразный тип морены. Но генезис каменных глетчеров этим не исчерпывается. Они могут образовываться также вне связи с ледниками, а именно при цементировании крупнообломочного материала осыпей и обвалов льдами разного происхождения — инфильтрационными, снежными, сегрегационными, сублимационными, инъекционными. При льдистости порядка 30-40% обеспечивается пластичность материала каменного глетчера и его движение [Горбунов, 1970; Титков, 1987].

Число каменных глетчеров на Тянь-Шане исчисляется тысячами. Только в Заилийском Алатау и Кунгей-Алатау их выявлено 1054, в том числе активных 871. В этих двух хребтах нижний предел распространения таких глетчеров в условиях северной экспозиции около 3300 м, в редких случаях — до 2700 м [Титков, 1987].

---

[3]Озеро было уничтожено селем в 1963 г. *Примеч.* Л.Г. Бондарева

[4]По мнению Е.В. Максимова [1975] чисто обвальные перемычки встречаются сравнительно редко. Завальные озера в действительности являются тектоническими образованиями и связаны со взбросовыми структурами. Обвалы же рушатся с разбитых разломами бортов долин и покрывают сверху тектонические плотины, маскируя их тектонический характер. *Примеч.* Л.Г. Бондарева

1.8.5. Сели

На современном этапе, характеризующимся общим сокращением оледенения, широкое распространение получили селевые потоки. Их потенциальными очагами служат крупные денудационные воронки (часто включающие разрушенные кары), а также относительно недавно покинутые ледниками кары, заполненные рыхлыми отложениями с погребенными льдами. Иногда там расположены озера. Проникновение регрессивной эрозии в пределы этих каров при большом перепаде высот создает предпосылки для прохождения внезапных грязекаменных потоков. При этом вынос твердого материала с единицы поверхности превышает обычную величину в 250-500 раз [Калмыкина, 1965]. Главная причина селеформирующих паводков — ливневые дожди.

Весьма опасны в селевом отношении фронтальные морены современных ледников с погребенными мертвыми льдами, мощность которых может составлять несколько десятков метров[5]. В этом комплексе присутствуют заполненные водой внутриморенные емкости. На поверхности встречаются озера четырех типов: ледниковые, приледниковые, моренно-ледниковые и моренные [Попов, 1986]. Последние часто бывают приурочены к термокарстовым западинам с ледяными берегами.

В аномальные годы при ливневых осадках и при усилении абляции (особенно в период круглосуточных положительных температур) вся толща фронтальных морен становится еще более водонасыщенной, неустойчивой и готовой к перемещению. Подобная ситуация характерна, в частности, для северного склона Заилийского Алатау в высотном интервале 3300-3600 м.

В связи с сокращением оледенения в последние годы в пригляциальной зоне Заилийского Алатау заметно увеличилось количество приледниковых озер, подпруженных моренами. Согласно Н.В. Попову [1986], в середине 1960-х годов таких озер объемом более 10 тыс. м^3 насчитывалось 10, к 1980 г. их число увеличилось до 41. Соответственно возросла селевая активность, пик которой в горах Юго-Восточного Казахстана пришелся на 1970-е гг. Тот же автор сообщает, что, если за период 1900-1950 гг. катастрофических прорывных селей не было, то в 1950-1970 гг. их было отмечено 4, а с 1970 по 1980 г. — 6.

Причиной прохождения крупных селей могут быть прорывы временных озер, подпруженных лавинами, а также сейсмогенными обвалами и оползнями. Объем выноса крупных селей измеряется сотнями тыс. м^3. Сель, прошедший по Малой Алматинке 8 июля 1921 г., вынес в предгорья 3.25 млн м^3 наносов, вынос с 1 км^2 площади бассейна составил 27300 м^3 [Дуйсейнов, 1966]. В Синьцзяне в формировании конусов выноса рек Таримского бассейна все большую роль приобретает несортированный грубообломочный материал селевых потоков. Конусы приобретают пролювиальный характер; их верхние части бывают заслонены [Кунин, 1960]. Реки Джунгарского бассейна обладают более зарегулированным стоком.

Э.М. Мурзаев [1966] обращает внимание на то, что в условиях аридного климата иной раз бывает очень трудно отличить морену от селевых выносов. Это особый вопрос, который обязательно должен учитываться при рассмотрении проблемы древнего оледенения.

---

[5]В Заилийском Алатау мощность погребенных мертвых льдов достигает 50-90 м [Оледенение Заилийского Алатау, 1969]. *Примеч.* Л.Г. Бондарева

1.8.6. Интенсивность современной денудации

В бассейне р. Чон-Кызылсу на северном склоне Терскей-Алатау (площадь водосбора 302 км^2) в течение ряда лет проводились стационарные исследования денудационных процессов. Установлено, что ежегодный вынос обломочного материала за пределы бассейна равен в среднем 14 тыс. м^3, тогда как перемещение материала на склонах составляет 62077 м^3/год, т.е. в 4.4 раза больше [Иверонова, 1969]. Территория бассейна имеет, таким образом, положительный бюджет рыхлых наносов. Это связано с тем, что подавляющая часть материала задерживается местными базисами эрозии и аккумулируется в конусах выноса, на днищах пустых каров и в осадках, которые часто сливаются в сплошной шлейф.

Если считать, что активная денудация проявляется примерно на половине площади водосбора, то снижение денудируемых поверхностей происходит со скоростью порядка 0.5 мм/год. Максимальная же среднерасчетная скорость поднятия Тянь-Шаня в голоцене, по оценкам разных авторов, меняется в пределах от 2-5 до 10 мм/год. Современные движения идут со скоростью 2-10 мм/год [Гзовский, 1961; Несмеянов, 1971; Финько, 1973; Сигалов, 1974]. Таким образом, на современном этапе денудация не в состоянии компенсировать тектонический подъем. В то же время, при достаточной крутизне склонов происходит перемещение материала, обеспечивающее накопление поверхностных морен на языках современных ледников. Сведения о степени покрытия ледников чехлом моренного материала содержит табл. 1.2.

В некоторых случаях ледники бывают полностью засыпаны обломочным материалом. Таковы 12 ледников в западной части северного склона Киргизского хребта [Максимов, 1964]. Это так называемые забронированные ледники. Их перекрытие происходит в значительной степени благодаря сейсмогенным обвалам.

Таблица 1.2.

Степень покрытия ледников моренным материалом
(по Каталогу ледников СССР, т. 14, вып. 2, Киргизия).

Район развития оледенения	Степень покрытия ледниковой мореной, %
Бассейны рек Асса, Таласский хребет	27.3
Бассейны левых притоков р. Чу ниже устья р. Коморчек	25.8
Бассейн верховьев р. Чу	12.5
Бассейны правых притоков р. Чу ниже Боомского ущелья	9.8
Реки бассейна оз. Иссык-Куль	7.8
Бассейн р. Ак-Шыйрак	4.4
Бассейны правых притоков р. Сары-Джаз между устьями рек Ак-Шыйрак и Куйлю	6.2
Бассейн верховьев р. Сары-Джаз от устья р. Куйлю и выше	2.4
Бассейны левых притоков р. Сары-Джаз (реки Инылычек, Каянды, Каюкап)	12.9
Бассейн р. Кокшаал	4.6

В условиях Заилийского Алатау 10-сантиметровый слой обломочного материала уменьшает таяние вдвое, а под полуметровым слоем абляция составляет всего 5% по сравнению с открытым льдом [Пальгов, 1958]. Поэтому забронированные ледники в значительной степени выходят из-под климатического контроля и в течение длительного времени могут пребывать в стационарном состоянии. Концы их языков занимают более низкое гипсометрическое положение. В верховьях р. Чу, например, они спускаются на 500 м ниже открытых ледников. В случае разобщения верховьев ледника и его забронированного языка последний становится каменным глетчером.

Язык Южного Иныльчека — самого крупного ледника Тянь-Шаня — покрыт моренным чехлом на протяжении 14 км во всю ширину. Имеются упоминания о присутствии в обломочном материале каменных глыб до 100 м в поперечнике, что свидетельствует об участии в формировании поверхностной морены грандиозных горных обвалов. Восточнее Меридионального хребта языки долинных ледников также несут сплошной моренный покров.

Итак, мы видим, что забронированность ледниковых языков мореной наиболее велика во внешних цепях Тянь-Шаня и в районе хан-тенгрийского узла. В том и другом случаях причины одинаковы — энергичные склоновые процессы в условиях глубокого эрозионного расчленения при высокой сумме атмосферных осадков на периферии горной системы и в районе ее "высотного полюса".

Глава 2.

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ЛЕДНИКОВ И ХАРАКТЕРИСТИКА ОЛЕДЕНЕНИЯ НА ТЯНЬ-ШАНЕ

Кузьмиченок В.А. (Киргизстан, Бишкек),
Лю Шаохай (Китай, Ланьчжоу)

2.1 База данных и районирование

Наиболее надежным, достоверным, детальным и единообразным источником для изучения распределения ледников и характеристик оледенения несомненно является Каталог ледников Тянь-Шаня. Каталогизация ледников СССР, продолжавшаяся примерно полтора десятка лет как общегосударственная гляциологическая программа, была практически завершена в 1980 г. Работы выполнялись в соответствии со специально разработанным Руководством [Руководство... 1966]. Авторами Каталога ледников СССР на территории Тянь-Шаня (23 части и Дополнение, издания с 1967 по 1982 г.) являются 24 сотрудника 8 организаций. При составлении Каталога использовались топографические карты 40-х — 60-х г. издания, аэро- и космические фотоснимки 1943-1977 гг. Необходимо отметить недостаточно высокое качество отображения ледников на использовавшихся топографических картах, в особенности многочисленные пропуски [Виноградов, 1979].

Первая каталогизация ледников китайской части Тянь-Шаня была предпринята в 1959 г. Полученные данные неоднократно уточнялись и дополнялись. В 1981-1984 гг. сотрудниками института гляциологии и геокриологии АН КНР в Ланьчжоу была проведена систематизация всех ранее собранных данных и приведение их в соответствие с правилами, установленными для Всемирного Каталога ледников [Кренке, 1981]. Каталог ледников китайского Тянь-Шаня издан в 1986 г. в 4-х книгах.

Необходимо помнить о некоторых весьма существенных недостатках Каталога ледников, влияющих на надежность получаемых с его помощью обобщений [Глазырин, 1991]. К недостаткам следует отнести разновременность составления различных частей Каталога и отличия в подходах как у разных авторов Каталога ледников СССР, так и при составлении советского и китайского разделов. Основное различие связано с выделением самостоятельных ледников: в советском разделе сложные ледники весьма искусственно разделялись на несколько (ледник Южный

Инышчек), в китайском объединялись в один ледник достаточно обособленные составляющие (Ледник №1 в бассейне р. Урумчи). Имеет место также и разнородность советского и китайского Каталогов, обусловленная различием в принципах составления каталогов.

По данным советского и китайского Каталогов нами была сформирована база данных "Ледники Тянь-Шаня". В файлы занесены почти все данные, приведенные в Каталоге, а для советской части Тянь-Шаня дополнительно были определены географические координаты центров ледников по топографическим картам. В процессе формирования файлов подготовленные данные подвергались многократным проверкам и исправлениям. В частности, были обнаружены опечатки в книгах Каталога, а также исключены повторно упоминаемые ледники, зафиксированные в частях на территории КНР и бывшего СССР.

Так как Тянь-Шань является вполне изолированной горной страной, не возникало особых затруднений при отнесении ледников к ней. На севере разделение ледников Тянь-Шаня и Джунгарского Алатау осуществлено приблизительно по меридиану оз. Сайрам на достаточно широком разрыве в оледенении горной системы Борохоро. На юго-западе к Тянь-Шаню отнесено оледенение Ферганского хребта, а ледники хребта Алайкуу сочтены относящимися к Гиссаро-Алаю.

Говоря о распределении ледников, авторы имеют в виду следующие показатели:

1. распределение в пространстве (по территории) ледников как физико-географических объектов;
2. распределение ледников по их показателям: морфологическому типу, площади, экспозиции и т.д.;
3. пространственное (территориальное) распределение континуальных характеристик оледенения, таких как средняя площадь ледника, высота границы питания и т.д.

В большинстве случаев целесообразно рассматривать распределение ледников в комбинации выделенных выше показателей, а иногда это является вообще единственно возможным. Например, распределение площади оледенения по высоте (показатели 2 и 3). Результаты изучения распределения ледников могут быть выражены в аналитическом (математические уравнения), численном (таблицы), графическом (графики, диаграммы) и картографическом видах.

Приводимые ниже результаты изучения распределения ледников получены по базе данных "Ледники Тянь-Шаня" на ЭВМ ЕС-1036 под управлением операционной системы виртуальных машин (СВМ) с использованием разработанных автором прикладных программ, работающих с общей базой данных. При этом некоторые функции системы управления базами данных (СУБД) выполняются нашими прикладными программами без привлечения дополнительного программного обеспечения. Разработанное прикладное программное обеспечение позволяет для различных территориальных единиц вычислять следующие основные характеристики оледенения: количество ледников **K**, площадь оледенения **F**, объем ледников **V**, коэффициент области аккумуляции **AAR** (отношение площади области питания ко всей площади ледника), степень замороженности K_f, средняя площадь F_m, длина **L** и толщина **h** ледников, минимальная из высот ледников Z_{min}, размах высот оледенения ΔZ, средневзвешенная по площади ледников высота границы питания **ELA**, размах высот границы питания **ΔELA**, высота максимума в распределении площади поверхности ледников по высоте Z_{fmax}.

Территориальные единицы могли быть образованы меридианами и параллелями, либо могли быть описаны в специальных файлах номерами частей Каталога с указанием первого и последнего ледника при необходимости (неполное отнесение данной части Каталога к описываемой территориальной единице). Вычисления выполнялись для всего Тянь-Шаня, его крупных регионов, речных бассейнов и хребтов; широтных и долготных интервалов; а таюке для территориальных единиц, ограниченных меридианами и параллелями — для автоматизированного составления изолинейных карт полей характеристик оледенения. В качестве крупных регионов выделены Юго-Западный Тянь-Шань (ЮЗТ), Северо-Западный Тянь-Шань (СЗТ), Внутренний Тянь-Шань (ВНТ), Центральный Тянь-Шань (ЦНТ), Северо-Восточный Тянь-Шань (СВТ), Юго-Восточный Тянь-Шань (ЮВТ), Восточный Тянь-Шань (ВОТ). Разделение ледников между крупными регионами выполнено следующим образом: ЮЗТ — Угамский, Пскемский, Чаткальский, Ферганский хребты и Таласский Алатау (западнее перевала Табылгыты в верховьях р. Узун-Акмат); СЗТ — Киргизский хребет, Заилийский Алатау, Кунгей-Алатау и Таласский Алатау (восточнее перевала Табылгыты); ВНТ — хребты Суусамыр-Тау, Джетымбель, Джетым, Нарынтау, Ат-Баши, Джанги-Джер, Борколдой, Терскей-Алатау (западнее перевала Актог в верховьях р. Каркара), Кокшалтау (западнее пересечения р. Узенгегуш) и малые хребты Кара-Мойнок, Джумгалтау, Кызарт, Сонг-Кельтау, Капка-Таш, Нуратау, Ача-Таш, Кекиримтау, Джамантау; ЦНТ — узлы оледенения Ак-Шыйрак и Хан-Тенгри, хребты Терскей-Алатау (восточнее перевала Актог), Кокшалтау (восточнее пересечения р. Узенгегуш), Кеолю, Бийке, Халыктау, Коктекетау; СВТ — хребты Кегучин, Борохоро, Ирен-Хабырга, Авраал-Ула, Чанцэй; ЮВТ — хребты Нарат, Алагой, Сармин-Ула, Хуола; ВОТ — хребты Богдо-Ула, Баркельтаг и Карлыктаг. В качестве крупных бассейнов выделены: бассейн р. Или (I), бассейн р. Сырдарья (II), бассейн рек Чу, Асса, Талас (III), бассейн озера Иссык-Куль (IV), бассейн р. Тарим (V), бассейн рек Джунгарской впадины (VI), бассейн рек Турфан-Хамийской впадины (VII). Девять ледников общей площадью 3.2 км^2 бассейна бессточного озера Чатыр-Кель условно отнесены к бассейну р. Тарим.

2.2 Распределение ледников по широте и долготе

Анализ оледенения более чем 150 горных хребтов Тянь-Шаня показал, что в современных климатических условиях ледники обязательно имеются на хребтах с максимальной высотой 4450 м и их не может быть на хребтах с максимальной высотой менее 3700 м (рис 2.1). Хребет Кегучин, несущий 34 ледника общей площадью 4.17 км^2 на северном склоне, имеет самую низкую для Тянь-Шаня максимальную отметку — 3698 м. С другой стороны, меридиональный хребет Кара-Кыр (отрог хребта Кокшалтау длиной 22 км), расположенный юго-восточнее оз. Чатыр-Кель и имеющий максимальную высоту 4425 м, не имеет оледенения. Таким образом, экстремальными по наличию ледников являются самый се-

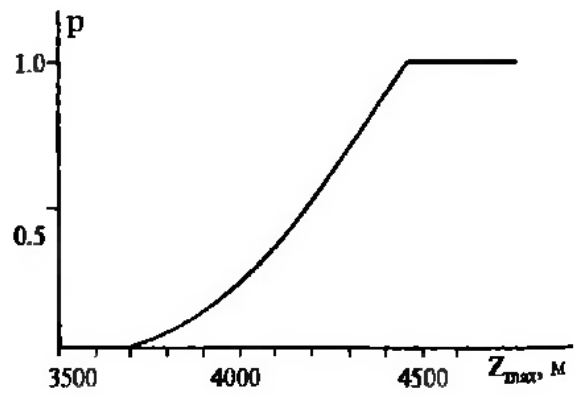


Рис. 2.1 Вероятность p существования современных ледников на хребтах с разными максимальными высотами Z_{max}

верный и самый южный хребты Тянь-Шаня. В этих примерах видна роль климатического фактора в распределении ледников Тянь-Шаня. Влияние климатического изменения по долготе не столь очевидно, тем не менее с запада на восток несколько увеличивается максимальная высота горных хребтов, достаточная для возникновения ледников в современных климатических условиях. Так, на западе хребет Кекирим имеет оледенение при максимальной высоте несколько менее 3800 м, а восточная, не имеющая ледников часть хребта Богдо-Ула имеет максимальную высоту 3951 м.

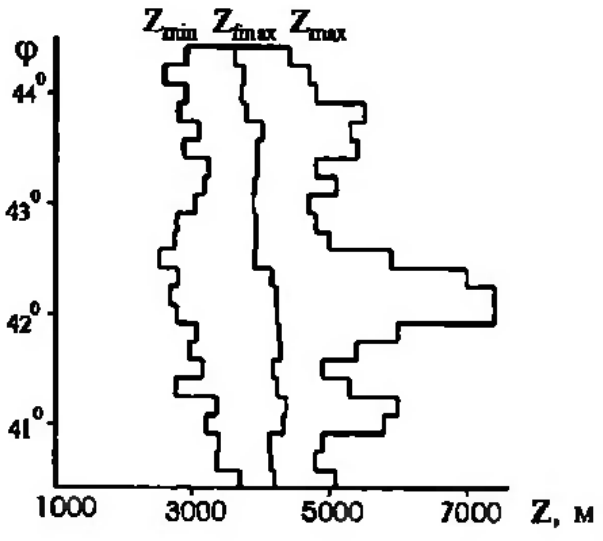


Рис. 2.2 Распределение по широте φ минимальных Z_{min} и максимальных отметок Z_{max} ледников Тянь-Шаня

Отметим, что высшие точки ледников достаточно часто имеют меньшие высоты, чем минимально допустимые для наличия оледенения максимальные высоты горных хребтов (рис. 2.2 и 2.3). Очевидно, что более высокие горные хребты несут на себе более мощное оледенение, а максимальные высоты горных хребтов служат показателем для оценки возможности существования современного оледенения.

Приведем далее полученные результаты вычислений с минимально допустимыми пояснениями и выводами, предоставив читателю радость самому понять существующие закономерности распределения оледенения Тянь-Шаня.

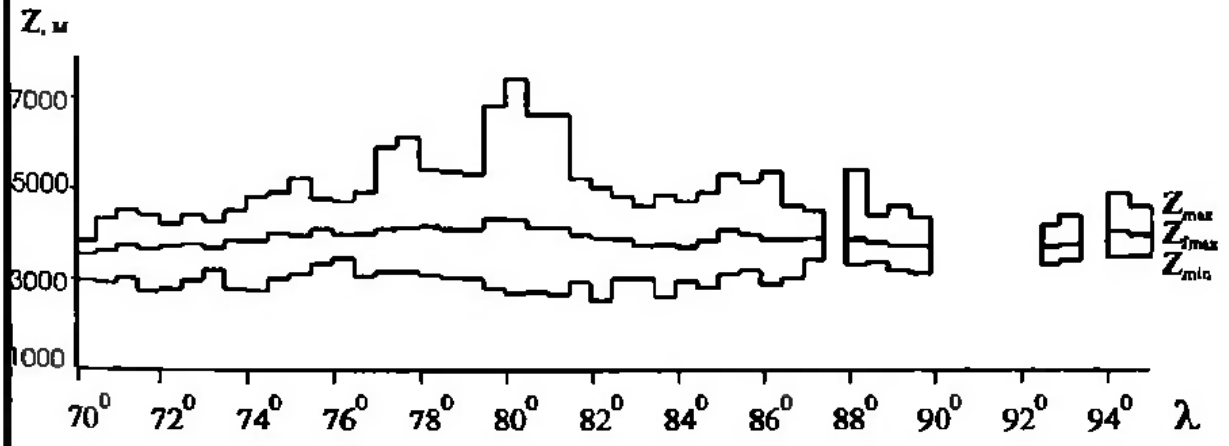


Рис. 2.3 Распределение по долготе λ минимальных Z_{min} и максимальных Z_{max} высот высших точек ледников Тянь-Шаня

Таблица 2.1

Основные характеристики оледенения Тянь-Шаня

	K	F км^2	V км^3	AAR	K_j %	F_m км^2	L км	h м	Z_{min} м	ΔZ м	ELA м	ΔELA м	Z_{fmax} м
Все ледники	15953	15416.41	1048.247	0.59	6.2	0.97	1.33	68.0	2520	4920	4088	1960	3999
Ледники различных морфологических типов													
Висячие	7134	1079.18	35.255	0.53	2.0	0.15	0.61	32.7	2900	3976	3952	1710	3872
Висячие каровые	1838	854.68	31.368	0.58	2.4	0.47	1.01	36.7	2840	3460	3931	1120	3926
Каровые	3506	2503.01	102.218	0.58	3.1	0.71	1.24	40.8	2760	3628	3885	1580	3917
Карово-долинные	1139	1913.08	98.454	0.59	5.0	1.68	2.18	51.5	2880	3170	3962	1810	3977
Долинные	1840	8492.60	754.021	0.59	8.5	4.62	3.49	88.8	2520	4920	4140	1560	4124
Склоновые	206	299.70	15.011	0.54	5.0	1.45	1.53	50.1	3040	3960	4117	1670	3891
Плосковершинные	243	240.72	10.495	0.75	2.2	0.99	1.28	43.6	3420	2560	4265	1400	4280
Кулуаровые	47	33.44	1.425	0.53	0.6	0.71	1.94	42.6	2720	2643	3767	910	3910
Ледники различной площади (км^2)													
<0.11	4105	275.25	7.669		0.0	0.07	0.42	27.9	2760	3040	3876	1160	3954
0.11 - 0.30	4479	938.11	31.274	0.48	3.7	0.21	0.71	33.3	2780	3681	3906	1580	3880
0.31 -1.00	4505	2606.98	96.523	0.53	5.4	0.58	1.27	37.0	2720	4156	3937	1900	3919
1.01 -3.00	2004	3408.16	149.738	0.56	5.5	1.70	2.35	43.9	2800	4200	3953	1860	3978
3.01 - 10.00	711	3648.23	216.011	0.58	4.2	5.13	4.27	59.2	2520	4480	4042	1660	4076
10.01 - 30.00	113	1782.09	167.530	0.6	7.7	15.77	7.94	94.0	2900	4020	4163	1370	4234
30.01 - 100.00	30	1394.42	147.754	0.61	11.8	46.48	15.20	106.0	2640	4800	4221	800	4357
>100.00	6	1363.17	231.748	0.67	14.3	227.19	37.88	170.0	2680	4754	4305	300	4878
Ледники различной экспозиции													
N	4977	4691.70	261.489	0.56	6.1	0.94	1.39	55.7	2640	4360	3989	1960	3893
NE	3008	2012.49	103.877	0.56	4.1	0.67	1.18	51.6	2740	3384	3978	1300	3958
E	1135	1578.41	152.282	0.65	7.3	1.39	1.43	96.5	2680	4254	4134	1010	4111
SE	900	1615.04	162.803	0.65	8.9	1.80	1.64	100.8	2780	4654	4255	1460	4267
S	915	1246.83	85.386	0.59	6.9	1.36	1.63	68.5	2920	4080	4226	1540	4265
SW	812	702.88	38.501	0.63	2.4	0.87	1.28	54.8	2960	3440	4100	1590	4153
W	1192	1180.38	89.311	0.55	9.5	0.99	1.28	75.7	2720	4280	4155	1500	4099
NW	3014	2388.68	154.598	0.57	4.9	0.79	1.21	64.7	2520	4920	4086	1800	3995

2.3 Распределение характеристик оледенения

В табл. 2.1 приведены основные характеристики оледенения Тянь-Шаня в целом и распределение ледников по морфологическим типам, площади и экспозиции. Объем ледников вычислялся отдельно для каждого из ледников по формулам:

$$V = 0.03332F^{1.08}\exp\left(0.1219L/L^{0.08846}\right), \quad (1)$$

$$V = 0.018484F + 0.021875F^{1.3521}, \quad (2)$$

$$V = 0.03782F^{1.23} \quad (3)$$

Формула (1) использовалась для ледников с $F < 25$ км^2 и с известной длиной L. Формула (2) применялась для ледников с $F > 25$ км^2 и формула (3) — для малых ледников с $F < 0.1$ км^2, описанных в Каталоге ледников СССР только общим количеством и суммарной площадью, а также для ледников с $F < 25$ км^2 и с неизвестной длиной. Формулы (1) — (3) получены нами по методу наименьших квадратов (МНК).

Определение коэффициентов в (1) — (3) выполнялись с использованием результатов детальной площадной топографической съемки подледного рельефа 8 ледников Тянь-Шаня и Гиссаро-Алая, подвергнутых достаточно строгой математической обработке [Кузьмиченок, 1990], а также результатов вычисления изменений объемов 178 ледников хребта Ак-Шыйрак [Кузьмиченок, 1989]. Кроме того, для уменьшения экстраполяционных погрешностей формулы (2) были привлечены данные о Куполе Вавилова, расположенном на архипелаге Северная Земля. Всего в выполненном исследовании было апробировано по МНК 164 различные статистические зависимости.

Для расчета распределения характеристик ледников по их морфологическим типам различные для советского и китайского разделов Каталога классификации бы-

Таблица 2.2.

Морфологическая классификация ледников

Принятая	По каталогу ледников	
	СССР	КНР
Висячий	Висячий	65x2xx 68x0xx 68x1xx 69x0xx 69x1xx 7xxxxx
Висячий каровый	Карово-висячий Висячий каровый	64x2xx
Каровый	Каровый Асимметричный каровый Присклоновый каровый Цирковый	64x0xx 64x1xx
Карово-долинный Долинный	Карово-долинный Дендритовый Сложный долинный Долинный Висячий долинный Асимметричный долинный Котловинный Переметный	61xxxx 62xxxx 63xxxx 5xxxxx
Склоновый	Склоновый Присклоновый Шлейфовый Конических вершин	60x2xx 68x2xx 69x2xx
Плосковершинный Кулуаров	Плосковершинный Кулуаров	3xxxxx 60x0xx 60x1xx 65x0xx 65x1xx

Примечание: x — любая цифра в шестизначном обозначении типа ледника

ли приведены к единой. Согласно правилам, зафиксированным в табл. 2.2. 1493 малых ледника ($F < 0.1$ км^2) общей площадью 76.3 км^2 советской части Тянь-Шаня были отнесены к висячим, ибо в китайском разделе Каталога все ледники таких размеров описаны именно как висячие.

Отметим также, что подавляющее большинство достаточно "экзотических" плосковершинных ледников сосредоточено в зоне между меридианами 76 и 80° восточной долготы и принадлежат хребтам Заилийский Алатау, Терскей-Алатау, Борколдой и Кокшалтау. К китайской же части Тянь-Шаня относятся лишь около 7% таких ледников.

$$P(F) = \frac{\log_e e}{\sigma F\sqrt{2\pi}} e^{-(\log_e F - a)^2/2\sigma^2} \qquad (4)$$

Как было установлено из статистической обработки, распределение по площади ледников Тянь-Шаня в целом и крупных его регионов и речных бассейнов достаточно хорошо описывается логарифмически нормальным законом.

Параметры закона распределения (4), средняя квадратическая погрешность аппроксимации статистической совокупности уравнением (4), модальные F_{mo}, средние F_m и медианные F_{me} площади ледников, а также значения коэффициентов μ, σ, α приведены в табл. 2.3. Отметим, что F_{mo} получена в процессе аппроксимации, а F_m и F_{me} — непосредственно из статистической совокупности. Хорошее согласие тео-

Таблица 2.3.

Характеристика распределения по площади ледников Тянь-Шаня и его крупных регионов

Регион	Площадь км^2			Коэффициенты (4)			Средняя квадратическая погрешность
	F_{mo}	F_m	F_{me}	α	μ	σ	
ТШ	0.046	0.97	3.50	1.540	-3.078	3.065	0.0052
ЮЗТ	0.057	0.47	1.00	1.550	-3.450	2.663	0.0112
СЗТ	0.045	0.87	2.10	1.610	-2.195	3.011	0.0091
ВНТ	0.038	0.75	2.20	1.690	-2.663	2.626	0.0104
ЦНТ	0.052	1.73	9.00	1.620	-2.148	2.886	0.0080
СВТ	0.049	0.67	1.94	1.695	-2.921	2.321	0.0074
ЮВТ	0.079	0.51	1.04	1.700	-2.688	1.993	0.0060
ВОТ	0.040	0.57	1.42	1.817	-2.506	2.218	0.0083
I	0.044	0.92	3.22	1.761	-2.498	2.325	0.0090
II	0.049	0.58	1.40	1.938	-2.205	1.893	0.0167
III	0.033	0.69	1.70	1.806	-2.027	2.538	0.0208
IV	0.06	0.78	1.80	1.700	-2.250	2.413	0.0146
V	0.055	1.62	7.90	1.775	-1.820	2.380	0.0067
VI	0.046	0.66	1.94	1.770	-2.709	2.176	0.0082
VII	0.041	0.57	1.35	1.837	-2.466	2.163	0.0110

ретического закона и статистической совокупности удалось получить не прибегая к использованию редко применяемых законов распределения.

Из табл. 2.1 видно, что на Тянь-Шане имеется 6 крупных ледников площадью более 100 км^2. Все эти ледники расположены в Центральном Тянь-Шане, вблизи пика Хан-Тенгри (самой высокой части горной страны) и принадлежат бассейну р. Тарим. Это ледники Северный и Южный Иныльчек в бассейне р. Сары-Джаз, Томур (Темирсу) в верховьях одноименной реки, Цюньтэлянь (Чонтерен) в бассейне реки Тайлан, а также Тугэбьелици (Тугбельчи), Укэар (Карагюль (Укур)) и Мучжазртэ (Музарт) в верховьях р.Музарт.

При вычислении распределения характеристик оледенения по экспозиции малые ледники советской части Тянь-Шаня ($F < 0.1$ км^2) условно распределены в пропорциях, полученных в целом для всех остальных ледников горной страны и приведены в табл. 2.4.

Таблица 2.4.

Распределение количества, площади и объема ледников Тянь-Шаня по экспозиции (в долях)

	ЭКСПОЗИЦИЯ							
	N	NE	E	SE	S	SW	W	NW
Количество	0.31	0.19	0.07	0.06	0.06	0.05	0.07	0.19
Площадь	0.30	0.13	0.10	0.10	0.08	0.05	0.08	0.16
Объем	0.25	0.10	0.15	0.15	0.08	0.04	0.08	0.15

Основные характеристики оледенения крупных регионов и речных бассейнов Тянь-Шаня приведены в табл. 2.5, из которой видно, что около половины площади оледенения и более половины объема ледников сосредоточено в Центральном Тянь-Шане и в бассейне р. Тарим. Распределение количества и площади ледников крупных регионов и речных бассейнов по 8-ми румбам экспозиции приведено в табл. 2.6. Распределение основных характеристик оледенения по широте и долготе отображено в табл. 2.7, 2.8 и на рисунках 2.4, 2.5 соответственно. Эти распределения указывают, в частности, на существенно разную замореннность ледников советской и китайской части Тянь-Шаня и на достаточно

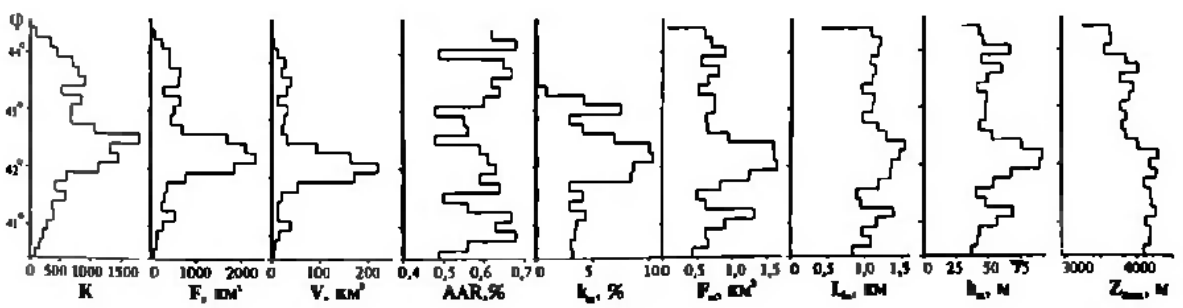


Рис. 2.4 Распределение по широте φ основных характеристик оледенения Тянь-Шаня

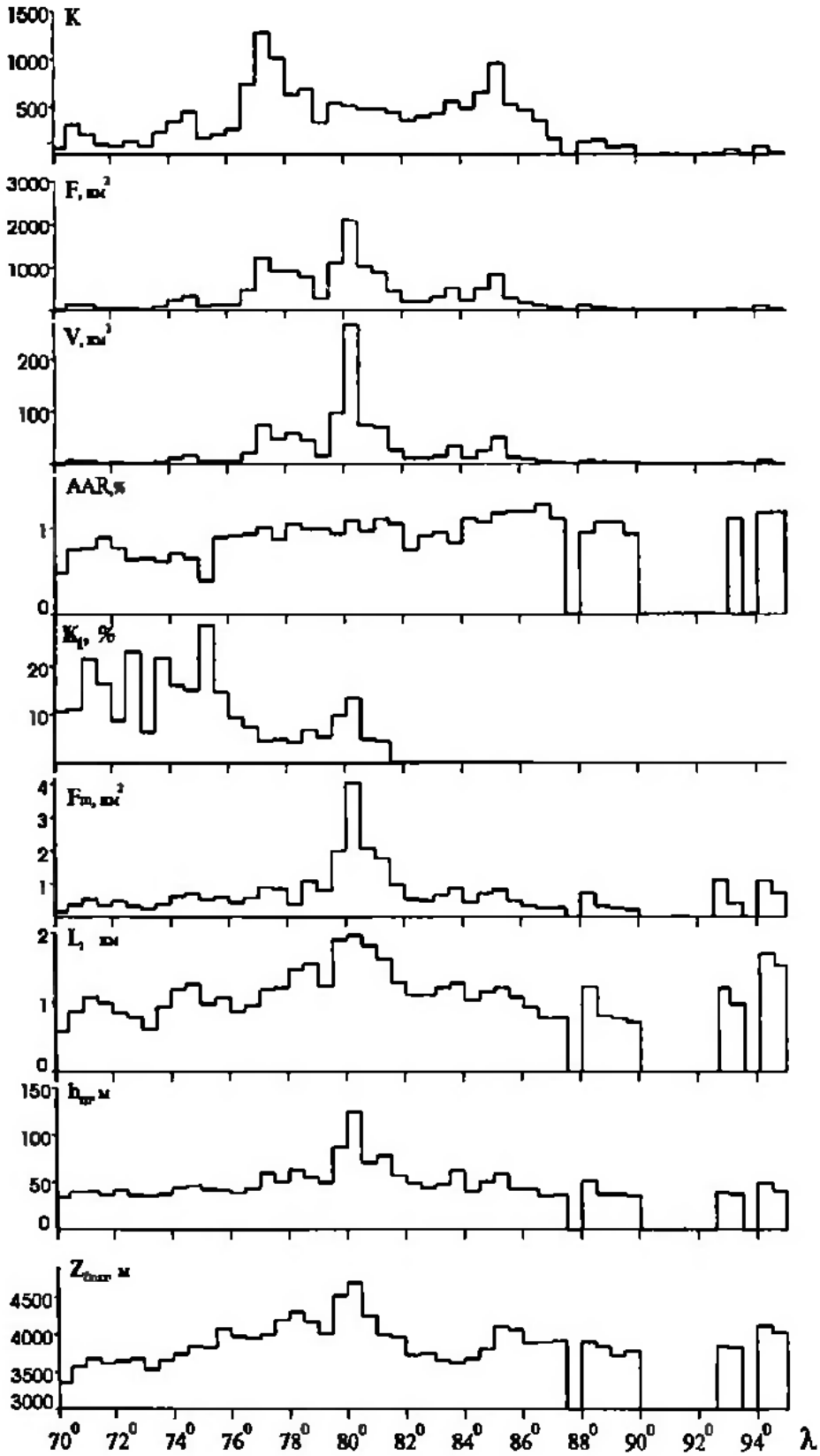


Рис. 2.5 Распределение по долготе λ основных характеристик оледенения Тянь-Шаня

Таблица 2.5. Основные характеристики оледенения крупных регионов Тянь-Шаня

Регион	K	F км^2	V км^3	AAR	K_l %	F_{m_2} км^2	L км	h м	Z_{min} м	ΔZ м	ELA м	ΔELA м	Z_{fmax} м
ЮЗТ	1095	515.40	21.173	0.50	10.7	0.47	1.15	41.1	2720	2120	3784	1320	3657
СЗТ	1724	1493.99	74.004	0.47	15.1	0.87	1.55	49.5	2740	2280	3886	950	3860
ВНТ	3671	2754.46	145.033	0.58	5.0	0.75	1.33	52.7	3020	2960	4148	1720	4185
ЦНТ	4286	7396.33	639.279	0.61	7.3	1.73	1.65	86.4	2520	4920	4211	1720	4111
СВТ	3692	2457.95	133.823	0.63	0.0	0.67	1.09	54.4	2600	2690	3874	950	3884
ЮВТ	837	428.60	17.965	0.64	0.1	0.51	0.95	41.9	3180	1635	3939	630	3960
ВОТ	648	369.68	16.970	0.63	0.0	0.57	1.04	45.9	3140	2305	3916	620	3924
I	2969	2721.76	155.482	0.52	2.4	0.92	1.27	57.1	2520	3630	3872	980	3825
II	2863	1658.40	81.514	0.53	4.8	0.58	1.15	49.2	2720	2450	4033	1420	4153
III	1293	894.70	40.308	0.41	21.3	0.69	1.46	45.1	2740	2140	3856	970	3844
IV	834	650.40	29.443	0.53	7.9	0.78	1.47	45.3	3020	2260	3880	540	3924
V	4425	7177.10	617.170	0.63	8.0	1.62	1.65	86.0	2680	4760	4278	1640	4250
VI	3123	2061.32	112.929	0.67	0.0	0.66	1.11	54.8	2600	2845	3903	920	3919
VII	446	252.73	11.401	0.66	0.0	0.57	0.97	45.1	3320	2125	3975	510	3986

Таблица 2.6. Распределение количества и площади ледников по экспозиции крупных регионов Тянь-Шаня

Регион	N		NE		E		SE		S		SW		W		NW	
	K	F	K	F	K	F	K	F	K	F	K	F	K	F	K	F
ЮЗТ	394	198.22	265	152.18	79	38.04	59	19.54	28	5.81	36	7.17	39	11.11	195	83.33
СЗТ	709	698.32	271	174.67	107	146.34	98	79.54	111	88.75	57	48.12	89	60.45	282	197.80
ВНТ	1362	1111.34	681	349.90	235	178.25	188	209.70	203	264.06	129	123.52	224	131.31	649	386.38
ЦНТ	1139	1710.26	703	586.02	308	971.33	321	1147.49	369	649.67	358	349.13	404	805.14	684	1177.29
СВТ	956	779.80	748	533.20	316	199.92	163	123.77	155	204.88	176	122.92	356	143.38	822	350.08
ЮВТ	250	116.19	207	112.95	39	23.74	43	20.26	24	20.77	31	15.34	36	12.53	207	106.82
ВОТ	167	77.57	133	103.57	51	20.79	28	14.74	25	12.89	25	36.68	44	16.46	175	86.98
I	1050	1271.90	541	291.06	214	237.21	117	75.15	117	122.00	152	114.12	286	274.56	492	335.76
II	1115	578.21	601	309.48	163	88.67	131	101.57	96	116.90	86	49.78	142	69.20	529	344.59
III	589	520.15	236	136.92	69	22.55	50	21.75	32	15.50	33	19.53	47	16.30	237	143.00
IV	264	248.00	151	77.12	67	49.80	61	47.90	64	48.22	37	31.80	61	50.32	129	97.24
V	1086	1383.55	722	614.05	320	1004.61	392	1268.47	471	797.67	354	379.30	324	653.26	756	1076.19
VI	794	645.99	680	546.68	251	150.28	123	84.96	103	132.82	116	69.64	287	99.42	769	331.53
VII	79	43.90	77	37.18	51	25.29	26	15.24	32	14.72	34	38.71	45	17.32	102	60.37

Таблица 2.7

Распределение основных характеристик оледенения Тянь-Шаня по широте

Широта	K	F км^2	V км^3	AAR	K_i %	F_m км^2	L км	h м	Z_{min} м	ΔZ м	ELA м	ΔELA м	Z_{fmax} м
44° 30'-44° 20'	5	0.30	0.009	—	0.0	0.06	0.40	30.8	3120	420	—	—	3293
44° 20'-44° 10'	102	59.88	2.650	0.62	0.0	0.59	1.08	44.3	2920	1436	3613	290	3681
44° 10'-44° 00'	339	234.54	11.125	0.68	0.0	0.69	1.20	47.4	2600	2120	3740	500	3696
44° 00'-43° 50'	449	400.63	27.359	0.49	0.0	0.89	1.17	68.3	2920	1880	3710	500	3600
43° 50'-43° 40'	704	390.65	18.016	0.65	0.0	0.55	1.07	46.1	2800	2645	3779	740	3908
43° 40'-43° 30'	798	634.80	39.387	0.67	0.1	0.80	1.14	62.0	3100	2150	4010	750	4072
43° 30'-43° 20'	911	596.24	30.480	0.62	0.0	0.65	1.09	51.1	2880	2410	3937	610	3825
43° 20'-43° 10'	530	262.68	11.177	0.64	0.8	0.50	0.95	42.6	3240	1521	3948	630	4013
43° 10'-43° 00'	853	625.90	31.489	0.60	4.2	0.73	1.12	50.3	3180	1840	3907	800	3952
43° 00'-42° 50'	686	501.42	24.553	0.48	7.5	0.73	1.09	49.0	3040	1680	3889	730	3832
42° 50'-42° 40'	684	420.99	20.772	0.55	2.9	0.62	0.96	49.3	2780	2000	3926	590	3906
42° 40'-42° 30'	1077	689.70	30.825	0.56	4.1	0.64	1.17	44.7	2740	2140	3928	820	3854
42° 30'-42° 20'	1794	1684.50	91.982	0.48	6.9	0.94	1.28	54.6	2520	3380	3906	1050	3904
42° 20'-42° 10'	1316	2096.97	162.715	0.59	10.0	1.59	1.53	77.6	2790	4210	4161	1810	4066
42° 10'-42° 00'	1450	2325.38	218.894	0.61	10.3	1.60	1.46	94.1	2680	4760	4223	1600	4349
42° 00'-41° 50'	1130	1841.59	169.185	0.63	8.6	1.63	1.35	91.9	2780	4654	4231	1460	4238
41° 50'-41° 40'	610	755.26	52.292	0.59	8.4	1.24	1.34	69.2	3060	2989	4268	1060	4325
41° 40'-41° 30'	420	343.14	19.003	0.64	2.9	0.82	1.18	55.4	2960	2395	4295	880	4160
41° 30'-41° 20'	593	283.84	11.856	0.50	4.1	0.48	0.88	41.8	3150	1810	4179	1420	4240
41° 20'-41° 10'	367	224.96	11.187	0.56	2.9	0.61	0.94	49.7	2760	2410	4250	980	4254
41° 10'-41° 00'	400	524.68	37.079	0.67	4.3	1.31	1.38	70.7	3360	2620	4372	1320	4322
41° 00'-40° 50'	284	253.98	14.818	0.63	3.5	0.89	1.15	58.3	3200	2600	4338	800	4173
40° 50'-40° 40'	213	129.06	5.767	0.68	3.4	0.61	0.96	44.7	3400	1500	4128	690	4249
40° 40'-40° 30'	155	100.71	4.297	0.56	3.0	0.65	1.08	42.7	3360	1460	4145	740	4234
40° 30'-40° 20'	80	34.61	1.33	0.49	3.2	0.43	0.83	38.4	3700	1420	4203	590	4153

Карово-долинные леднички в хребте Джетим. Внутренний Тянь-Шань

Оледенение южного склона хребта Терскей Алатау

Таблица 2.8.

Распределение основных характеристик оледенения Тянь-Шаня по долготе

Долгота	K	F км^2	V км^3	AAR	K_l %	F_m км^2	L км	h м	Z_{min} м	ΔZ м	ELA м	ΔELA м	Z_{fmax} м
70° 00'-70° 30'	72	14.98	0.512	0.33	10.7	0.21	0.57	34.2	2940	860	3528	260	3378
70° 30'-71° 00'	318	133.92	5.402	0.47	11.1	0.42	0.85	40.3	2900	1360	3588	650	3608
71° 00'-71° 30'	209	124.01	5.062	0.48	21.5	0.59	1.07	40.8	3000	1400	3724	550	3706
71° 30'-72° 00'	111	44.63	1.658	0.54	16.4	0.40	0.98	37.2	2720	1635	3642	750	3648
72° 00'-72° 30'	91	49.79	2.129	0.48	8.8	0.54	0.84	42.8	2780	1360	3691	440	3672
72° 30'-73° 00'	143	50.81	1.885	0.41	23.2	0.36	0.78	37.1	2960	1410	3757	810	3711
73° 00'-73° 30'	94	28.19	1.030	0.42	6.4	0.30	0.60	36.6	3190	1010	3680	490	3559
73° 30'-74° 00'	236	105.12	4.013	0.40	21.8	0.45	0.92	38.2	2760	1680	3833	760	3691
74° 00'-74° 30'	353	235.73	10.574	0.45	16.2	0.67	1.18	44.9	2740	2100	3841	1030	3777
74° 30'-75° 00'	453	341.00	16.119	0.42	15.1	0.75	1.25	47.3	3000	1880	4001	880	3878
75° 00'-75° 30'	180	102.60	4.458	0.29	28.8	0.57	0.96	43.4	3100	2020	3932	520	3864
75° 30'-76° 00'	214	141.29	6.008	0.54	14.7	0.66	1.06	42.5	3320	1440	4086	720	4120
76° 00'-76° 30'	269	128.86	5.129	0.55	9.4	0.48	0.85	39.8	3450	1280	3962	470	4018
76° 30'-77° 00'	743	458.37	20.510	0.56	7.4	0.62	0.94	44.7	3040	1860	3983	640	3978
77° 00'-77° 30'	1282	1215.54	73.500	0.60	4.5	0.95	1.17	60.5	3150	2690	4092	1110	4041
77° 30'-78° 00'	1017	904.68	46.310	0.53	4.9	0.89	1.20	51.2	3150	2830	4133	1670	4234
78° 00'-78° 30'	632	904.76	57.733	0.62	4.2	0.43	1.46	63.8	3080	2320	4151	1000	4336
78° 30'-79° 00'	690	781.51	44.125	0.59	6.8	1.13	1.54	56.5	3020	2370	4091	910	4209
79° 00'-79° 30'	343	287.75	14.624	0.59	5.3	0.84	1.22	50.8	3000	2319	4096	900	4054
79° 30'-80° 00'	540	1098.22	96.734	0.56	9.8	2.03	1.89	88.1	2800	4070	4319	1530	4559
80° 00'-80° 30'	514	2100.24	265.563	0.64	13.4	4.09	1.95	126.4	2680	4760	4302	1560	4730
80° 30'-81° 00'	483	1017.97	73.108	0.58	4.9	2.11	1.81	71.8	2720	3907	4137	900	4287
81° 00'-81° 30'	483	881.19	69.627	0.65	4.4	1.82	1.61	79.0	2640	3987	4127	900	4034
81° 30'-82° 00'	447	449.39	26.038	0.62	0.0	1.01	1.27	57.9	2920	2264	3966	560	4002
82° 00'-82° 30'	360	213.45	10.802	0.47	0.0	0.59	1.09	50.6	2520	2471	3892	660	3762
82° 30'-83° 00'	397	216.07	9.821	0.55	0.0	0.54	1.09	45.5	3000	1740	3870	500	3790
83° 00'-83° 30'	436	310.31	15.175	0.57	0.0	0.71	1.20	48.9	3000	1525	3740	540	3688
83° 30'-84° 00'	567	513.76	32.592	0.51	0.1	0.91	1.26	63.4	2600	2200	3751	620	3657
84° 00'-84° 30'	487	240.07	9.870	0.65	0.0	0.49	1.01	41.1	2960	1725	3705	670	3720
84° 30'-85° 00'	657	490.55	25.154	0.63	0.0	0.75	1.14	51.3	2800	2110	3840	440	3841
85° 00'-85° 30'	958	833.57	49.687	0.68	0.1	0.87	1.20	59.6	3100	2150	4067	810	4140
85° 30'-86° 00'	526	281.71	12.331	0.69	0.0	0.54	1.07	43.8	3180	1930	3966	500	4102
86° 00'-86° 30'	468	180.58	7.895	0.69	0.0	0.39	0.91	43.7	2880	2410	3853	600	3920
86° 30'-87° 00'	359	109.65	3.985	0.73	0.0	0.31	0.76	36.3	3020	1540	3850	590	3931
87° 00'-87° 30'	170	56.46	2.114	0.65	0.0	0.33	0.76	37.4	3430	1022	3877	330	3952
87° 30'-88° 00'					—		—						
88° 00'-88° 30'	137	105.65	5.563	0.57	0.0	0.77	1.21	52.7	3310	2135	3875	360	3934
88° 30'-89° 00'	157	56.66	2.168	0.63	0.0	0.36	0.79	38.3	3356	1007	3799	320	3872
89° 00'-89° 30'	80	25.54	0.990	0.63	0.0	0.32	0.76	38.7	3200	1300	3718	316	3758
89° 30'-90° 00'	95	26.00	0.955	0.56	0.0	0.27	0.70	36.7	3140	1137	3718	220	3824
92° 30'-93° 00'	5	5.82	0.232		0.0	1.16	1.20	39.9	3320	707		—	3877
93° 00'-93° 30'	52	24.12	0.922	0.65	0.0	0.46	0.96	38.2	3400	938	3772	230	3867
93° 30'-94° 00'					—			—	—		—	—	
94° 00'-94° 30'	89	101.19	5.112	0.68	0.0	1.14	1.69	50.5	3500	1388	4055	300	4159
94° 30'-95° 00'	33	24.70	1.028	0.68	0.0	0.75	1.51	41.6	3510	1040	3963	290	4072

явно выраженное увеличение коэффициента **AAR** с запада на восток. От величины 0.41 в бассейне р. Чу **AAR** возрастает до 0.52 в бассейне р. Или и далее, в Турфан-Хамийском бассейне до 0.67.

Сведения об основных характеристиках оледенения главных хребтов Тянь-Шаня приведены в табл. 2.9. Оледенение отрогов различного порядка отнесено к основным хребтам, иными словами в этой таблице представлено все оледенение горной страны. Сведения об оледенении 9 малых изолированных хребтов Внутреннего Тянь-Шаня отображены суммарно в одной строке. Для двух узлов оледенения (Ак-Шыйрак и Хан-Тенгри) со сложной орографией и крупными ледниками характеристики рассчитаны без разделения по хребтам. Цифры подтверждают, что узел Хан-Тенгри наиболее мощный по площади оледенения и особенно по объему ледников.

Таблица 2.9.

Основные характеристики оледенения хребтов Тянь-Шаня

Хребет	K	F км^2	V км^3	AAR	K_l %	F_m км^2	L км	h м	Z_{min} м	ΔZ м	ELA м	ΔELA м	Z_{fmax} м
Заилийский Алатау	474	496.91	27	0.52	9.5	1.05	1.62	54.3	3040	1980	3884	810	3888
Кунгей-Алатау	462	409.12	20.134	0.54	7.6	0.89	1.5	49.2	3120	1660	3913	720	3900
Таласский Алатау	496	243.15	9.812	0.45	21.2	0.49	1.19	40.4	2900	1500	3686	700	3689
Киргизский	645	532.14	24.79	0.38	25.1	0.83	1.65	46.6	2740	2140	3878	930	3838
Ферганский	374	189.65	8.023	0.54	2.6	0.51	1.16	42.3	2760	2360	4090	1320	4178
Угамский	143	47.38	1.917	0.48	9.1	0.33	0.97	40.5	2940	1160	3580	470	3391
Пскемский	173	84.27	3.332	0.5	10.4	0.49	1.11	39.5	3000	1300	3680	650	3679
Чаткальский	105	38.39	1.425	0.52	5.2	0.37	1.02	37.1	2720	1635	3623	750	3683
Суусамыртау	132	38.12	1.335	0.55	9.2	0.29	0.71	35	3220	790	3613	280	3615
Терскей-Алатау	1410	1118.89	55.221	0.53	5.8	0.79	1.44	49.4	3020	2260	3969	970	4058
Джетымбель	169	101.15	4.039	—	3	0.6	1.23	39.9	3650	970	—	—	4159
Джетым	218	145.6	6.798	0.42	2.2	0.67	1.28	46.7	3560	1370	4272	200	4148
Нарынтау	234	69.14	2.508	0.49	7.2	0.3	0.91	36.3	3460	1120	3972	600	4044
Ат-Баши	156	106.42	4.642	0.61	10	0.68	1.29	43.6	3360	1400	4207	530	4192
Джанги-Джер	146	58.43	2.384	0.59	4.6	0.4	0.96	40.8	3730	1150	4210	360	4210
Борколдой	366	248.42	12.586	0.51	2.8	0.68	1.33	50.7	3540	1630	4290	540	4253
Кокшалтау	1038	1201.45	78.585	0.67	3.4	1.16	1.55	65.4	3200	2780	4349	1300	4344
Малые хребты Внутреннего Тянь-Шаня	269	113.79	4.498	0.39	11.4	0.42	0.96	39.5	3370	1360	3905	620	3896
Узел Ак-Шыйрак	165	436.05	32.925	0.65	3.6	2.64	2.15	75.5	3400	1730	4231	535	4340
Кеолю	158	228.2	11.923	0.65	10.1	1.44	1.88	52.2	3500	1700	4176	820	4107
Узел Хан-Тенгри	1496	4093	424.34	0.61	10.6	2.74	2.07	103.7	2680	4760	4281	1600	4152
Бийке	532	246.67	11.286	0.5	0	0.46	0.87	45.7	3239	1261	3842	440	3763
Халыктау	959	1592	114.181	0.63	3.1	1.66	1.7	71.7	2520	4107	4067	1060	4042
Коктекетау	456	321.32	15.823	0.52	0	0.7	1.29	49.2	3000	1740	3894	500	3884
Кегучин	34	4.17	0.137	—	0	0.12	0.5	32.9	2920	698	—	—	3364
Боро-Хоро	775	660.97	39.812	0.56	0	0.85	1.24	60.2	2600	2200	3712	600	3653
Ирен-Хабырга	1978	1423.96	79.035	0.68	0	0.72	1.15	55.5	2800	2490	3979	920	4037
Чанцэй	622	195.33	7.174	0.7	0	0.31	0.78	36.7	2880	1720	3822	520	3901
Нарат	117	65.59	2.631	0.58	0.4	0.56	0.98	40.1	3220	1180	3751	340	3719
Аврал-Ула	283	173.52	7.658	0.53	0	0.61	1.06	44.1	3240	1123	3767	400	3768
Алагой	67	21.96	0.8	0.66	0	0.33	0.62	36.4	3660	845	4049	120	4048
Сармин-Ула	374	221.57	9.968	0.69	0	0.59	0.97	45	3360	1455	3980	390	4014
Хуола	279	119.48	4.566	0.54	0	0.43	0.99	38.2	3180	1505	3902	470	3869
Богдо-Ула	469	213.85	9.676	0.59	0	0.46	0.89	45.2	3140	2305	3831	460	3859
Баркельтаг	57	29.94	1.154	0.65	0	0.53	0.98	38.5	3320	1018	3771	230	3876
Карлыктаг	122	125.89	6.14	0.68	0	1.03	1.64	48.8	3500	1388	4038	380	4122

Размеры ледников зависят от относительного превышения горных хребтов и положительной разности оледенения. Статистический анализ связей между эффективной площадью гор выше средней многолетней границы питания F_{ELA} и средней площадью оледенения F показало хорошую линейную связь: $F_{ELA} = -89.31 + 0.924\ F$

2.4 Асимметрия характеристик оледенения.

Асимметрия оледенения разных макросклонов рассматривается редко. В качестве показателей асимметрии предлагаются отношения и разности основных характеристик оледенения макросклонов хребтов северных и южных румбов (первые — числитель, или уменьшаемое). Сведения о рассчитанных показателях асимметрии оледенения макросклонов основных горных хребтов Тянь-Шаня приведены в табл. 2.10.

Таблица 2.10.

Асимметрия оледенения хребтов Тянь-Шаня

Хребет	Тип асим.	K	F	Отношения (N/S)				L	h	Разности (N -S)(м)		
				V	AAR	K_1	F_m			Z_{min}	ELA	Z_{fmax}
Заилийский Алатау	GO	1.84	1.63	1.28	0.77	1.89	0.88	1.03	0.78	-230	-158	-179
Кунгей-Алатау	GG	1.33	1.86	2.29	0.93	3.61	1.4	1.24	1.23	-200	-141	-96
Таласский Алатау	GG	1.25	2.03	2.13	0.94	3.67	1.64	1.22	1.05	-100	61	83
Киргизский	GG	2.98	7.73	9.55	1.3	0.9	2.58	1.42	1.24	-360	1	-63
Ферганский	EG	0.72	1.57	1.84	1.37	10.25	2.18	1.15	1.18	-390	-14	59
Угамский	EO	1.12	0.71	0.73	0.55	10.72	0.63	0.9	1.02	-60	203	7
Пскемский	GG	1.87	2.94	3.25	1	1.82	1.6	1.38	1.11	-300	-17	93
Чаткальский	EG	0.94	1.82	1.99	1.57	0.81	1.96	1.52	1.09	510	-126	-114
Суусамыртау	GG	2.77	4.32	4.61	0.92	1.12	1.6	1.07	1.07	40	-45	-20
Терскей-Алатау	EO	1.29	0.98	0.83	0.89	3.46	0.75	0.99	0.85	-460	-369	-267
Джетымбель	GG	1.35	1.77	1.87	—	15	1.34	1.41	1.05	-110		-100
Джетым	GG	1.4	3.62	4.7	0.91	0.59	2.65	1.51	1.3	-160	-158	-107
Нарынтау	GG	2.07	2.1	2.11	1.13	1.12	1.03	1.03	1.01	-130	-50	23
Ат-Баши	EO	3.11	1	0.84	0.65	0.83	0.32	0.46	0.84	-520	-204	-237
Джангы-Джер	GG	4.03	5.43	6.57	0.88	N	1.35	1	1.21	-150	-153	-116
Борколдой	GG	1.54	2.26	2.96	0.65	2.43	1.45	1.45	1.31	160	57	25
Кокшалтау	GG	1.56	3.12	3.82	1.03	N	2	1.69	1.23	100	-38	-138
Кеолю	OG	0.78	0.85	0.9	0.95	1.01	1.09	1.05	1.06	0	-54	-84
Бийке	GO	2.57	1.55	1.04	1.15	—	0.6	0.82	0.67	61	-213	-137
Халыктау	EO	1.04	0.77	0.66	0.9	S	0.73	0.87	0.86	-430	-282	-229
Коктекетау	GG	6.24	10.67	14.45	1.06	—	1.7	1.22	1.36	-300	-56	-43
Боро-Хоро	GO	2.16	2.2	2.03	1.58	—	1.02	1.18	0.92	-320	26	164
Ирен-Хабырга	GO	2.18	1.86	1.79	1.09	—	0.85	0.97	0.96	-230	-95	-111
Чанцэй	GO	3.3	2.67	2.63	0.9	—	0.82	0.99	0.99	-470	-182	-130
Нарат	GO	2.25	1.29	1.16	0.9	S	0.58	0.75	0.9	-140	-259	-160
Аврал-Ула	GG	2.75	4.05	4.5	0.94	—	1.48	1.25	1.11	-110	-76	43
Алагой	GG	1.31	2.13	2.28		—	1.62	1.21	1.07	-70		-59
Сармин-Ула	OO	0.58	0.47	0.54	0.9	—	0.81	0.94	1.13	-100	-10	-143
Хуола	OG	0.65	0.75	0.77	1.02	—	1.18	1.2	1.02	-200	-168	-225
Богдо-Ула	OO	0.83	0.75	0.73	0.9	—	0.9	1.01	0.98	-180	-103	-163
Баркельтаг	GO	1.71	1.48	1.49	0.93	—	0.86	0.18	1.01	90	-97	-93
Карлыктаг	OO	0.67	0.64	0.63	0.94	—	0.96	1.13	0.98	10	-85	-60

Примечание: **N** и **S** — морена только на северном или южном склоне соответственно.

Не приводятся показатели для узлов оледенения малых хребтов Внутреннего Тянь-Шаня и хребта Кегучин, который имеет ледники только на северном макросклоне. Тип асимметрии, обозначенный в таблице двумя буквами, определен значениями и соотношениями показателей асимметрии (отношениями) по количеству **K**, площади **F** и объему **V**. Первая буква указывает на величины показателей (**G** — все три больше единицы, **E** — больше и меньше единицы, **O** — все три меньше единицы), вторая — изменение показателей в последовательности **KFV** (**G** — увеличение, **O** — уменьшение).

В качестве выводов укажем лишь на некоторые особенности пространственного распределения хребтов с различным типом асимметрии.

Распределение по типам асимметрии выглядит следующим образом: **GG** — 15 хребтов, **GO** — 7, **EG** — 2, **EO** — 4, **OG** — 2, **OO** — 3 хребта. Хребты с наиболее часто встречающимся "нормальным" типом асимметрии **GG** распределены по всей территории за исключением Восточного Тянь-Шаня. Хребты с **GO**-типом распространены в северной части горной страны — Заилийский Алатау, Борохоро, Бийке, Нарат, Ирен-Хабырга, Чанцэй, Баркельтаг. Можно считать выявленной закономерностью попарное расположение близрасположенных параллельных хребтов с сочетанием типов **GO** — **GG** (последний на юге). Перечислим эти пары: Заилийский Алатау и Кунгей-Алатау, Борохоро и Аврал-Ула, Бийке и Коктекетау, Чанцей и Алагой. Два хребта с типом **EG** (Ферганский и Чаткальский) принадлежат Юго-Западному Тянь-Шаню и отличаются неблагоприятным расположением к северо-западному переносу (или благоприятным к южному?). Хребты с **EO**-типом асимметрии (Угамский, Ат-Баши, Терскей-Алатау и Халыктау) трудно наделить какой-то общностью, как и хребты Кеолю и Хуола, обладающие **OG**-типом асимметрии. Хребты Сармин-Ула, Богдо-Ула и Карлыктаг, имеющие **OO**-тип асимметрии оледенения расположены на востоке Тянь-Шаня.

Распределение характеристик оледенения (количество, площадь, объем) по 8 румбам показывает (см. табл. 2.4, рис. 2.6), что 10999 ледников с площадью 9092.87 км^2 расположено на склонах северных экспозиций **N, NE, NW**. На склонах южных экспозиций **S, SE, SW** расположено 2627 ледников с площадью 3564.75 км^2. Соотношение количества и площадей ледников с ориентацией северных и южных румбов следующее: 4.2:1.0 и 2.6:1.0, соответственно (см. табл. 2.4). Средний размер ледников на южном склоне больше, чем на северном в соотношении 0.6. Аналогичная картина установлена и для северного и южного склонов Кавказа [Каталог ледников СССР, 1970]. Количество ледников с преимущественно восточной и западной ориентацией примерно одинаковое (см. табл. 2.4)

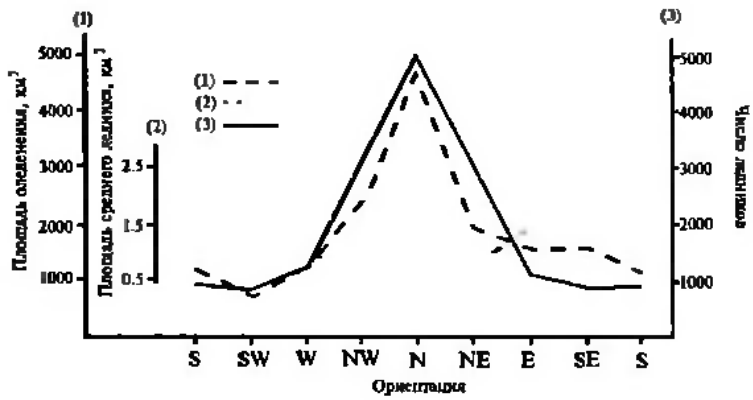


Рис. 2.6 Распределение количества (1), площади оледенения (2) и площади среднего ледника (3) Тянь-Шаня по экспозиции (8 основных румбов)

2.5 Распределение площади оледенения по высоте

Большое значение в гляциологических исследованиях, в особенности для расчетов ледникового стока, имеет знание распределения площади оледенения по высоте **F(Z)**. Для расчетов такого распределения по ограниченным данным о каждом из ледников чаще всего используется предположение о равномерном распределении площади ледника по его высотному интервалу [Камалов, 1974]. Позднее предлагается и далее обосновывается вывод о том, что **F(Z)** группы ледников может быть описано нормальным законом распределения [Ерасов, 1975; Глазырин, 1985]. Однако имеющийся объем детальных численных данных о реальных **F(Z)** горных ледниках заставляет считать эти подходы слишком упрощенными и недостаточно точными, и поэтому нами было предпринято специальное исследование.

Для статистической разработки математической модели распределения площади по высоте отдельного ледника были использованы 356 реальных нормированных **F(Z)** 178 ледников хребта Ак-Шыйрак (по 2 разновременным состояниям на 1943 и 1977 г. для каждого ледника) [Кузьмиченок, 1989]. При этом по МНК апробировались уравнения равномерного и нормального законов распределения, экспоненциальная функция, алгебраический и неполный тригонометрический многочлены. С учетом использования различных способов определения неизвестных коэффициентов в аппроксимирующих уравнениях всего было апробировано несколько тысяч вариантов модели. Существенно и статистически значимо лучшей по средней квадратической погрешности аппроксимации исходной выборки оказалась следующая модель распределения площади отдельного ледника по высотным интервалам:

$$Fj = \sum_{i=1}^{5} a_i/i\,[\cos(iz_j)-\cos(iz_j+1)]F, \qquad (5)$$

где: F_j — площадь, попадающая в **j**-й нормированный высотный интервал; a_i — коэффициенты многочлена; z_j — нормированная по π высота нижней границы высотного интервала **j**, $[z \in (0,\pi)]$; **F** — общая площадь ледника.

Коэффициенты a_i определяются как константы и как экспоненциальные функции площади ледника:

$$a_1 = 0.5, \qquad (6)$$

$$a_2 = 0.04828, \qquad (7)$$

$$a_3 = -0.162 + 0.20088\, e^{-0.06645\,F}, \qquad (8)$$

$$a_4 = 0.05792 - 0.0672\, e^{-0.09175\,F}, \qquad (9)$$

$$a_5 = 0.21325 - 0.2125\, e. \qquad (10)$$

Отметим, что при использовании этой математической модели за пределами исходной выборки ($F < 0.1$ км^2 и $F > 70$ км^2) в расчетах по (8) — (10) в них подставлялись эти граничные значения $F = 0.1$ и $F = 70$ соответственно, а не фактические значения **F**. Это не приводит к искажениям при вычислениях по формуле (5), а лишь предотвращает экстраполяционное использование математической модели.

Рассчитанные суммированием вычисленных по описанной модели FZ каждого из ледников распределения площади оледенения по 100-метровым высотным интервалам Тянь-Шаня в целом и крупных его регионов и речных бассейнов приведены в табл. 2.11. Приведенные в предшествующих таблицах значения высот максимумов в **F(Z)** $Z(F_{max})$ также рассчитаны с использованием данной математической модели.

Таблица 2.11.

Распределение площади оледенения Тянь-Шаня и его крупных регионов по высотным интервалам.

Интервал, м	ТШ	ЮЗТ	СЗТ	ВНТ	ЦНТ	СВТ	ЮВТ	ВОТ	I	II	III	IV	V	VI	VII
7400-7500	0.03				0.03								0.03		
7300-7400	0.04				0.04								0.04		
7200-7300	0.05				0.05								0.05		
7100-7200	0.08				0.08								0.08		
7000-7100	0.17				0.17								0.17		
6900-7000	0.49				0.49								0.49		
6800-6900	1.1				1.1								1.1		
6700-6800	2.1				2.1								2.1		
6600-6700	3.64				3.64								3.64		
6500-6600	5.87				5.87								5.87		
6400-6500	8.83				8.83								8.83		
6300-6400	13.6				13.6								13.6		
6200-6300	18.04				18.04								18.04		
6100-6200	24.97				24.97				0.01				24.96		
6000-6100	33.44				33.44				0.03				33.41		
5900-6000	43.71			0.17	43.54				0.04				43.67		
5800-5900	56.02			0.94	55.08				0.1				55.92		
5700-5800	69.36			2.18	67.18				0.2				69.16		
5600-5700	82.46			1.76	80.7				0.37				82.09		
5500-5600	97.48			2.45	95.03				0.61				96.87		
5400-5500	113.49			3.27	110.2			0.02	1.08				112.39	0.01	0.01
5300-5400	132 29			5.14	127.04			0.11	1.89				130.29	0.07	0.04
5200-5300	153.37		0.02	7.72	145.31	0.05		0.27	3.04			0.08	149.94	0.22	0.09
5100-5200	178.08	0.01	0.05	11.51	165.68	0.28		0.55	4.51	0.11		0.26	172.36	0.61	0.23
5000-5100	207.73	0.01	0.11	17.26	188.18	1.22		0.95	6.61	0.55		0.45	197.95	1.69	0.48

Продолжение таблицы 2.11

Интервал, м	ТШ	ЮЗТ	СЗТ	ВНТ	ЦНТ	СВТ	ЮВТ	ВОТ	I	II	III	IV	V	VI	VII
4900-5000	248.68	0.02	0.2	28.63	214.79	3.62		1.42	9.65	1.39		0.65	231.95	4.27	0.77
4800-4900	307.31	0.04	0.41	48.26	248.13	8.35	0.01	2.11	13.74	3.61	0.09	0.9	278.51	9.24	1.22
4700-4800	383.57	0.34	1.21	70.69	291.43	16.53	0.21	3.16	19.36	10.32	0.58	1.53	332.09	17.8	1.89
4600-4700	486.08	1.74	3.16	100	345.43	29.9	1.03	4.82	26.83	26.5	1.52	3.66	392.85	31.75	2.97
4500-4600	628.54	5.36	7.79	145.32	408.34	50.74	3.61	7.38	37.29	59.79	3.19	8.38	461.89	53.27	4.73
4400-4500	824.23	10.47	17.39	218.98	473.64	81.19	10.27	12.29	53.93	111.77	6.46	16.1	543.52	83.92	8.53
4300-4400	1050.83	18.01	36.79	304.79	526.82	122.95	21.61	19.86	83.71	172.49	13.91	28.41	613.27	123.9	15.14
4200-4300	1268.27	26.9	69.11	369.42	562.3	174	37.37	29.17	133.12	217.61	28.83	46.85	649.08	167.96	24.82
4100-4200	1430.34	32.45	120.4	375.05	580.73	227.87	53.08	40.76	204.19	237.03	58.47	71.38	612.26	210.05	36.96
4000-4100	1526.46	34	182.51	341.16	578.31	274.36	66.25	49.87	285.74	214.57	100.54	97.7	540.61	244.64	42.66
3900-4000	1527.17	37.7	239.64	273.04	540.55	307.06	71.47	57.71	356.94	164.04	143.43	117.13	437.26	264.15	44.22
3800-3900	1401.92	51.18	261.56	195.2	462.49	312.89	63.41	55.19	395.33	117.44	167.77	110.8	316.66	259.5	34.42
3700-3800	1144.67	66.91	227.92	115.92	361.94	281.09	48.85	42.04	382.1	90.96	148.15	75	208.2	219.97	20.29
3600-3700	826.59	73.04	162.84	64.25	245.57	223.6	32.08	25.21	309.07	82.23	105.33	39.35	121.41	160.16	9.04
3500-3600	520.98	64.96	93.58	30.71	144.06	161.5	15.01	11.16	200.41	64.3	62.08	18.1	68.25	104.63	3.21
3400-3500	287.63	43.48	43.25	12.86	81.18	99.15	3.72	3.99	103.23	38.37	32.02	8.07	44.52	60.58	0.84
3300-3400	146.23	27.43	17.04	4.45	48.33	47.15	0.52	1.31	44.45	24.09	14.4	3.42	31.92	24.78	0.17
3200-3300	75.69	13.4	6.07	1.88	33.73	20.21	0.09	0.31	21.66	12.71	5.23	1.49	24.34	10.26	
3100-3200	41.56	5.09	1.94	0.82	24.58	9.1	0.01	0.02	12.22	5.1	1.8	0.58	18.72	3.14	
3000-3100	23.26	1.72	0.55	0.33	16.57	4.09			6.14	1.89	0.57	0.11	13.43	1.12	
2900-3000	12.3	0.82	0.25	0.17	10.28	0.78			2.24	1.04	0.19		8.47	0.36	
2800-2900	5.84	0.28	0.15	0.1	5.12	0.16			1.19	0.41	0.11		3.94	0.16	
2700-2800	1.62	0.04	0.05	0.03	1.42	0.08			0.55	0.08	0.03		0.88	0.08	
2600-2700	0.2				0.17	0.03			0.15				0.02	0.03	
2500-2600	0.03				0.03				0.03						

2.6 Закономерности пространственного распределенния

Максимальные значения количества ледников, превосходящие 250 на 1000 км^2, фиксируются в районе Чилико-Кеминской перемычки хребтов Заилийский Алатау и Кунгей-Алатау, а также в центральной части хребта Ирен-Хабырга (85° в. д.). Это участок наиболее дисперсного оледенения.

Абсолютный максимум площади оледенения, превышающий 750 км^2 на 1000 км^2, располагается в районе пика Хан-Тенгри. Это участок наиболее компактного оледенения (свыше 500 км^2 на 1000 км^2). Максимумы 2-го порядка (от 250 до 500 км^2 на 1000 км^2) отмечаются на существенно вытянутой на восток по хребту Халыктау окрестности абсолютного максимума, в районе Чилико-Кеминской перемычки, в районе узла оледенения Ак-Шыйрак, на хребте Кокшалтау западнее пика Данкова, в Центральной части хребта Ирен-Хабырга.

Абсолютный максимум объема ледников (более 100 км^3 на 1000 км^2) приходится на район пика Хан-Тенгри. Максимумы 2-го порядка (от 25 до 50 км^3 на 1000 км^2) приурочены к узлу оледенения Ак-Шыйрак, западной части хребта Халыктау и центральной — Ирен-Хабырга. Максимумы 3-го порядка (от 20 до 25 км^3 на 1000 км^2) фиксируются на хребте Кокшалтау западнее пика Данкова и центральной части хребта Борохоро. Абсолютные максимумы средних площадей (**F** > 7.5 км^2), длин (**L** > 3.0) и толщин (**h** > 150 м) ледников также приурочены к центральной части узла Хан-Тенгри.

Коэффициент **AAR**, изменяющийся от < 0.3 до > 0.7, имеет более "пестрое" распределение на территории республик Средней Азии и, в целом, менее контрастные и более высокие значения в китайской части.

Ниже 2800 м концы ледников опускаются в следующих районах Тянь-Шаня: место сочленения хребтов Таласский Алатау и Чаткальский, на крайнем западе и в центральной части Киргизского хребта, на северо-западе Ферганского хребта, в узле оледенения Хан-Тенгри, на западной и восточной оконечностях хребта Халыктау и в центральной части хребта Борохоро. Экстремально высокие значения минимальных высот концов ледников (более 3800 м) приурочены, в основном, к южной части Внутреннего Тянь-Шаня.

Естественно, что наибольший размах высот ледников, превышающий 4500 м., приурочен к узлу оледенения Хан-Тенгри. Минимальный размах высот ледников, местами не достигающий 500 м, имеют окраинные части хребтов, несущих заметное оледенение, и хребты с незначительным оледенением.

Наименьшие средневзвешенные по площади ледников высоты границы питания, не достигающие 3600 м, а местами и 3500 м, приурочены к крайне западной оконечности Тянь-Шаня, северо-западной части Ферганского хребта, западной части хребта Суусамыр, западной оконечности хребта Борохоро и стыку его с хребтом Ирен-Хабырга. Наибольшие, превышающие 4400 м, имеют место на хребте Кокшалтау в районе пика Данкова и в узле оледенения Хан-Тенгри. Высоты границы питания, превышающие 4000 м, приурочены, в основном, к средней части Тянь-Шаня от Ферганского хребта на юго-западе до середины хребта Халыктау на востоке и не распространяются севернее хребта Терской-Алатау.

Диапазон изменчивости высот границы питания у отдельных ледников, превышающий 1400 м, наблюдается в узле оледенения Хан-Тенгри, а на окраинах гляциальных районов **ELA** зачастую не превышает 200 м.

Глава 3.

КЛИМАТ ВЫСОКОГОРНОЙ ЗОНЫ

Волошина А.П. (Россия, Москва),
Кан Сьенчень (Китай, Ланьчжоу)

Основные черты климата определяются положением Тянь-Шаня внутри Евразии, на 40-х широтах. В то же время мощная горная система сама формирует климат, так как оказывает существенное влияние на циркуляцию воздушных масс, температурную и влажностную трансформацию воздуха, распределение атмосферных осадков и другие процессы. По классификации Б.П. Алисова [1956], Тянь-Шань выделен в высокогорную климатическую область умеренной зоны.

3.1 Циркуляция воздушных масс

В средних и верхних слоях атмосферы (3 — 12 км) над Средней Азией преобладает западный перенос воздуха, обусловленный различиями в температурах и давлении между северным полюсом и экватором. Междуширотный обмен связан с возникновением ложбин, направленных с севера на юг, и гребней, направленных с юга на север. Кроме того, при северных и северо-западных вторжениях происходит накопление холодного воздуха перед препятствием, и таким образом усиливаются контрастность температур и фронтогенез. Тормозящее влияние гор создает также условия для динамического роста давления при адвекции с севера и запада. По этой причине ядра высокого давления, смещающиеся с запада или северо-запада, иногда заметно усиливаются над Тянь-Шанем.

Очень велико влияние горных систем на струйные течения и положение высотной планетарной фронтальной зоны (ВПФЗ), с которой связана активность циклонов. Горные системы нарушают свободный обмен воздушных масс между Средней Азией и более южными районами. Горные системы, имеющие своеобразную линию изгиба, направленную с юго-запада на северо-восток, представляют собой как бы "ловушку" или "мешок", куда стекают волны холода. Они способствуют застою холодного воздуха зимой и теплого континентального тропического воздуха летом. Орографические факторы оказывают также влияние на режим увлажнения, способствуют обострению сухих фронтов и выпадению обильных осадков на наветренных склонах гор при их вынужденном подъеме.

Арктический воздух приходит как из сибирского, так и из гренландского секторов Арктики. Тропические воздушные массы поступают со Средиземного моря, из северной Африки, Ирана и Афганистана. Кроме того, летом над Туранской низ-

менностью формируется местная воздушная масса — туранский тропический воздух. Районы формирования воздуха умеренных широт — Атлантика, восточная и южная Европа, а летом также Сибирь и Казахстан.

Все многообразие широтной и меридиональной циркуляции, наблюдающейся над Тянь-Шанем, может быть выражено четырьмя основными типами синоптических процессов [Климат Киргизской ССР, 1965].

1. В зимние и весенние месяцы выход циклонов через юг Средней Азии из Ирана и Афганистана, сопровождающийся вторжением теплого тропического воздуха.

2. Холодные вторжения с севера и севера-запада. Эти процессы обычно завершают выходы циклонов с юга. Когда холодный воздух имеет малую вертикальную мощность и не переваливает через горные хребты, то на холодном фронте, задерживающемся около гор, развивается ряд циклонических волн, смещающихся к востоку или северо-востоку, развивается волновая деятельность, с которой связана пасмурная погода с частыми перемежающимися осадками. Такая же погода наблюдается при окклюдировании южных циклонов — возникает высокий малоподвижный циклон.

3. Антициклональная погода без осадков летом. После холодных вторжений под влиянием инсоляции происходит быстрое прогревание воздуха, и осуществляется переход к термической депрессии. Зимой юго-западная периферия антициклона обусловливает устойчивую ясную погоду и постепенное потепление.

4. Развитие циклонической деятельности в средних широтах. Средняя Азия находится на южной периферии циклонических систем. Процесс заканчивается вторжением с запада относительно холодных и влажных масс воздуха. С холодными фронтами связаны осадки, усиленные орографией.

Так как при западных вторжениях воздух умеренных широт проходит над Средиземным морем и южной Европой и обычно сильно увлажнен, его вторжение в Среднюю Азию сопровождается обильными осадками. Поэтому западные вторжения обычно называют влажными. При этом основные запасы влаги выпадают на наветренных склонах гор, а в районы Внутреннего Тянь-Шаня западные вторжения приносят мало осадков. Но и здесь в летний период фронтальные процессы приносят основную массу влаги и преобладают над конвективными внутримассовыми осадками, что установлено, в частности, нашими наблюдениями в районе хребта Ак-Шыйрак (метеостанция "Тянь-Шань"). Воздушные массы, приходящие с запада, постепенно иссушаются, уровень конденсации и сублимации возрастает, и только благодаря повышению абсолютной высоты с запада на восток и вынужденному динамическому подъему воздуха фронтальная деятельность продолжает оставаться активной и над массивами оледенения в районе пика Победы.

Наиболее интенсивная циклоническая деятельность развивается над Тянь-Шанем с марта по июнь. При этом зона ее наибольшей активности (и связанные с ней осадки) в течение этого периода перемещается с юга на север. Уже в конце февраля в связи с интенсивным повышением температуры воздуха в Иране, Афганистане и пустынях Центральной Азии ВПФЗ снова перемещается на южную окраину Средней Азии. Ввиду того, что в северном Казахстане и Сибири еще сохраняется зимний режим температуры, контрасты ее в марте-феврале достигают максимальных значений, что приводит к увеличению интенсивности циклонов. В северных районах весенние процессы развиваются позднее (апрель-май), при этом наряду с южными циклонами здесь появляются циклоны умеренных широт — северокаспийские и тургайские, которые являются основной формой циклогенеза в летние месяцы.

Холодные вторжения весной происходят не только с севера, но и с запада, в связи с усилением зональной циркуляции. В этом случае происходит вынос очень влажного и относительно теплого воздуха по южной периферии центрального циклона, располагающегося в средних широтах европейской части России либо над Средним Уралом.

3.2 Радиационные особенности климата

Основные факторы, определяющие приход солнечной радиации в горах — это абсолютная высота местности (возрастает прозрачность атмосферы), рельеф (экспозиция, закрытость горизонта) и облачность. Для широт 40 — 44° при ясном небе приток прямой солнечной радиации в интервале высот 500 — 4000 м увеличивается примерно на 40%, а рассеянной — убывает на 30 — 40% [Борзенкова, 1970]. Суммарная радиация при этих же условиях растет от 21 — 25% летом до 33 — 37% зимой. Действительные условия потока суммарной радиации определяются облачностью. Поскольку в горах Тянь-Шаня весенне-летний период характеризуется развитием циклонической деятельности и внутримассовой облачности, приток радиационного тепла во многом зависит от рассеянной радиации. В отличие от равнины, в горах средних широт рассеянная солнечная радиация растет с увеличением облачности до 9-10 баллов.

Представление о годовом ходе основных радиационных характеристик, а также общей и нижней облачности можно получить на основе данных табл. 3.1. Из таблицы видно, что и общая и нижняя облачность на метеостанции "Тянь-Шань" в летние месяцы больше, чем в Бишкеке. В то же время суммарная радиация в течение всего года и особенно весной в высокогорье выше — в среднем за год на 17%. Доля рассеянной радиации в суммарной летом на метеостанции "Тянь-Шань" составляет около 32%.

Таблица 3.1

Показатели радиационного режима за 1954 — 1960 гг. метеостанций "Тянь-Шань" (3614 м н.у.м.) и "Бишкек" (741 м н.у.м.), мДж/м^2 месяц [Климат Киргизской ССР, 1965]

Месяц	"Тянь-Шань"						"Бишкек"			
	Солнечное сияние		Солнечная радиация			Общая и нижняя облачность, баллы	Солнечная радиация			Общая и нижняя облачность, баллы
	час	%	прямая	рассеянная	суммарная		прямая	рассеянная	суммарная	
I	181	69	180.6	109.2	289.8	5.6/1.6	117.6	113.4	231.0	6.2/1.7
II	177	69	239.4	142.8	382.2	6.3/1.8	138.6	155.4	294.0	6.7/3.0
III	173	51	260.4	319.2	579.6	6.9/2.5	184.8	189.0	373.8	7.2/3.9
IV	235	65	428.4	306.6	735.0	6.9/3.2	319.2	218.4	537.6	6.7/3.4
V	247	59	495.6	344.4	840.0	6.9/4.5	453.6	264.6	718.2	6.2/3.3
VI	262	62	525.0	294.0	819.0	6.7/4.9	558.6	222.6	781.2	5.3/2.9
VII	269	59	537.6	264.6	802.2	6.0/4.7	550.2	231.0	781.2	4.3/2.5
VIII	260	60	520.8	197.4	718.2	5.3/4.3	508.2	201.6	709.8	3.8/2.2
IX	254	68	386.4	184.8	571.2	4.3/3.6	399.0	155.4	554.4	3.5/2.0
X	224	65	319.2	138.6	457.8	4.8/2.8	273.0	130.2	403.2	4.7/2.3
XI	171	58	201.6	126.0	327.6	5.2/2.3	130.2	92.4	222.6	5.9/2.9
XII	158	56	159.6	96.6	256.2	5.5/1.7	100.8	109.2	210.0	6.0/2.9
Год	2611	61	4254.6	2524.2	6778.8	5.9/3.2	3733.8	2083.2	5817.0	5.5/2.8

Радиационный баланс подстилающей поверхности существенно зависит от ее альбедо, в меньшей степени от баланса длинноволновой радиации. В горных районах средних широт поверхность земли, особенно каменистая, в дневные часы сильно нагревается, что обусловливает значительный поток длинноволнового излучения, направленный в атмосферу. На ледниковой поверхности этот поток ограничен температурой 0°С, что влияет на радиационный баланс в целом. По нашим наблюдениям в ряде районов Тянь-Шаня (ледники Голубина, Туюксу) радиационный баланс за сутки при малооблачной погоде для открытого незамороженного льда в области абляции и поверхности морены вне ледника характеризуется сходными величинами, а в ряде случаев радиационный баланс ледниковой поверхности оказывается даже выше. В фирновой зоне этот показатель всегда ниже за счет увеличения альбедо. Радиационный баланс существенно зависит от характера погоды в течение периода абляции, точнее, от соотношения типов погоды, благоприятных (антициклональный — **А** и конвективный без осадков — $К_1$) или неблагоприятных (конвективный с осадками — $К_2$ и фронтальный **Ф**) для таяния снега и льда. Наиболее детальные и длительные измерения составляющих радиационного баланса в период МГД были проведены в области абляции ледника Туюксу [Ледники Туюксу, 1984]. В табл. 3.2 приведены основные характеристики радиационного режима за три периода абляции, характеризовавшиеся разными условиями погоды. Отношение типов погоды $А + К_1/К_2 + Ф$ составляло в 1968 г. — 1.24, в 1971 — 0.62 и в 1972 г. — 0.92.

Таблица 3.2

Составляющие радиационного и теплового баланса в области абляции ледника Туюксу, мДж/м^2 сут[1]

Показатели	Годы		
	1968	1971	1972
Прямая	15.33	10.68	11.4
Рассеянная	5.24	8.8	11.27
Суммарная	20.57	19.48	22.67
Отраженная	5.03	7.96	11.35
Баланс длинноволновой радиации	-4.1	-2.85	-4.9
Радиационный баланс	11.4	8.67	6.42
Турбулентный поток тепла к поверхности ледника	1.84	1.05	0.59
Затрата тепла на испарение	1.17	0.96	0.29

Для разных типов погоды значения суммарной радиации, альбедо и радиационного баланса представлены в табл. 3.3. Увеличение альбедо происходит при фронтальном типе погоды во все рассматриваемые годы (а в 1972 г. — и при типах $К_1$ и $К_2$), что свидетельствует о большой повторяемости летних снегопадов, существенно уменьшающих радиационный баланс ледниковой поверхности. Радиационное тепло, расходуемое на таяние снега и льда, в области абляции, при благоприятных для этого процесса типах **А** и $К_1$ в 2.5 — 3 раза больше, чем для типов $К_2$ и **Ф**. Такого количества тепла достаточно, чтобы растопить 4 — 6 г снега или льда при благоприятных условиях погоды и 1.5 — 2 г при наиболее неблагоприятных **Ф**.

[1] Близкие значения получены на Леднике №1 в летние месяцы 1986, 1987 гг экспедицией Швейцарского Технологического Института (Ohmura et. al., 1990). Однако, сопоставления затруднены всвязи с разновременностью измерений и разной проборной базой. *Примеч. редактора.*

Таблица 3.3

Основные радиационные характеристики для разных типов погоды в области абляции ледника Туюксу

Показатель	Год	А	$К_1$	$К_2$	Ф
Суммарная радиация, мДж/м² сут	1968	30.29	22.16	15.63	7.71
	1971	26.25	19.57	16.26	12.28
	1972	29.92	28.37	19.06	8.46
Альбедо,%	1968	16	26	33	47
	1971	31	36	43	60
	1972	32	50	52	46
Радиационный баланс, мДж/м² сут	1968	20.15	11.10	6.83	3.18
	1971	14.20	10.01	6.74	4.52
	1972	17.71	9.55	5.61	3.10

Данные о турбулентном потоке тепла к поверхности ледника и затратах тепла на испарение (см. табл. 3.2), получены по результатам градиентных измерений температуры воздуха, его влажности и скорости ветра и рассчитаны по методу Лайхтмана. Приток тепла к поверхности ледника, осуществляемый в результате турбулентного обмена, невелик (9 — 16%) и почти полностью компенсируется затратами тепла на испарение. Эти особенности теплового баланса, отмечаемые на леднике Туюксу, характерны и для других высокогорных ледников Тянь-Шаня, что обусловлено низкими температурами воздуха и слабыми скоростями ветра. В области аккумуляции ледника турбулентный поток тепла при малооблачной, антициклональной погоде ниже радиационного баланса в области абляции, и составляет 3 — 7% его величины. Только при пасмурной погоде он возрастает до 35% радиационного баланса. Характер влагообмена сохраняется чаще всего таким же, как и в области абляции — преобладает слабое испарение, затраты на которое компенсируются притоком турбулентного тепла.

3.3 Температурный режим

Температурный режим любой горной страны (системы) очень сложен для анализа, поскольку, во-первых, он испытывает макро-, мезо- и микромасштабное влияние гор, а во-вторых метеорологические станции расположены в разных условиях рельефа и поэтому их данные мало сопоставимы за разные периоды года. В целом, горы весной и летом поставляют тепло в атмосферу. Это положение хорошо подтверждается для Тянь-Шаня вертикальными разрезами, на которых ясно прослеживается купол изотерм над горами до высоты 5 — 6 км над ур.м. [Субботина, 1971]. Выше, напротив, атмосфера над горами холоднее, чем над равниной, благодаря динамическому влиянию горных систем, создающих восходящие движения воздуха. Зимой покрытые снегом горные системы оказываются крупномасштабными источниками холода. Однако радиационное выхолаживание не распространяется далеко вверх, и на уровне хребтов температура воздуха над горами оказывается близкой к температуре воздуха над равниной на той же высоте.

Локальное влияние орографии на распределение температуры зависит в большей степени от того, где расположена метеостанция — на перевале или в долине, на периферии горной страны или внутри нее. Чем выше находится пункт наблюдений в горах (в открытых формах рельефа), тем больше ход температуры совпадает с изменением в свободной атмосфере и тем меньше влияние подстилающей поверхности на температурный режим этой станции, особенно зимой. Летом температурный режим даже на перевалах отличается от свободной атмосферы вследствие интенсивного турбулентного обмена и длинноволнового излучения земной поверхности.

Известно, что изменение температуры воздуха с высотой во многом зависит от степени увлажнения региона. Так, в Альпах и на Кавказе средний вертикальный градиент температуры летом составляет — 0.6°/100 м или менее. По данным около 80 метеорологических станций Тянь-Шаня (в пределах СНГ) в интервале высот от 200 до 3600 м над у.м. в среднем он равняется —0.7°/100 м, причем связь имеет линейный характер. Данные о температуре воздуха за июнь-август по 24 метеостанциям КНР в таком же интервале высот соответствуют этому градиенту.

В холодный период года в нижней и средней части горной системы часто наблюдаются инверсии температуры, связанные с небольшими по мощности холодными вторжениями и стоком холодного воздуха в замкнутые формы рельефа. В результате, для Тянь-Шаня в целом кривая изменения средней годовой температуры воздуха имеет излом на высоте около 2700 м, а значения температуры и ее вертикального градиента на разных высотах таковы:

Абсолютная высота, м	1000	2700	3600
Средняя годовая температура воздуха, °С	9.6	1.0	—7.0
Вертикальный температурный градиент, °С/100 м		0.51	0.89

С учетом температурного градиента —0.7°/100 м для летних месяцев по всем метеорологическим станциям, расположенным выше 1000 м, были рассчитаны средние летние температуры воздуха на высоте 3500 м, что соответствует пример-

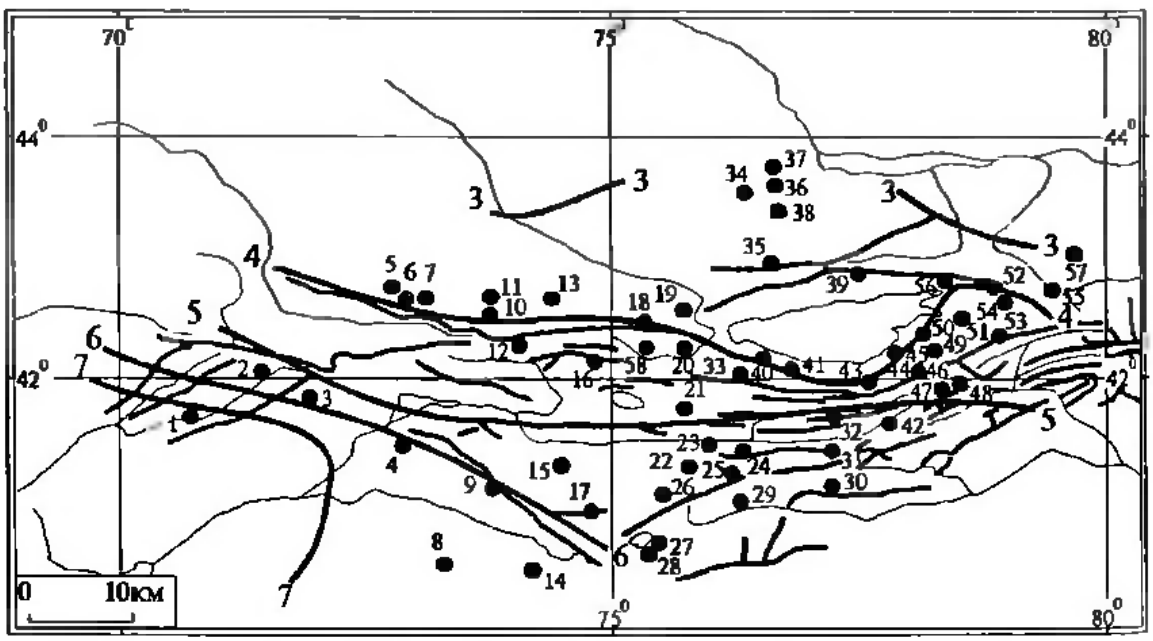


Рис. 3.1 Изолинии средней летней температуры воздуха построенные по данным метеостанций Тянь-Шаня, расположенных выше 2 км н.ур.м. и номера метеостанций для которых в табл. 3.5 приведены годовые суммы осадков

но высоте концов ледников (рис. 3.1). Ряд станций пришлось исключить из анализа, поскольку "холодные" котловинные станции характеризуются заниженными показателями. Как показывает рисунок, в целом изотермы имеют широтную протяженность, кроме юго-западных районов, где большую роль в температурном режиме играет субмеридиональное положение Ферганского хребта, западные склоны которого подвержены воздействию теплого воздуха Ферганской долины и прилегающих равнинных территорий Средней Азии. В большинстве районов средняя летняя температура воздуха на уровне 3500 м меняется от 3° на севере горной системы до 6 — 7° на юго-западе. В пределах КНР этот показатель колеблется от 2 — 3° в северных районах (на широте 44°) до 6 — 7° в южных, но изолинии провести не удалось ввиду недостаточного количества данных.

Годовой ход температуры в высокогорье, как известно, отличается уменьшением амплитуды с высотой и в некоторых случаях смещением максимума с июля на август, что связано с большей повторяемостью антициклональной погоды. Для примера приведем средние многолетние температуры января и июля для бассейна р. Малая Алматинка (Заилийский Алатау):

Метеостанция	Абсолютная высота, м	Январь	Июль	Годовая амплитуда
"Алма-Ата"	847	−6.8	23.4	30.2
"Усть-Горельник"	1943	−6.3	14.9	21.2
"Верхний Горельник"	2272	−6.7	13.5	20.2
"Мынжилки"	3017	−11.6	7.8	19.4
"Туюксу-1"	3450	−13.6	5.9	19.5

Эти данные показывают, что наибольшее влияние на годовую амплитуду имеют летние температуры воздуха.

Как уже отмечалось выше, важную роль играет местоположение станции. Так, на метеостанции "Тянь-Шань" (3614 м) годовая амплитуда температуры равна 26.1° (−21.9° в январе и 4.2° в июле), а на метеостанции "Долон" (2896 м) — 24° (−14.7° в январе и 9.3° в июле). Первая из них находится на дне широкой долины, куда стекает холодный воздух с ледников, вторая на склоне, вследствие чего и летние и зимние температуры здесь выше. Поэтому годовые различия между ними невелики, несмотря на разницу высот почти 700 м.

Представляет интерес выяснить вопрос о том, однороден ли исследуемый регион по температурному режиму в летний период. Для этого были отобраны высокогорные станции (в основном выше 2000 м) и для них рассчитаны коэффициенты корреляции за период 1968 — 1971 гг. В качестве реперной была выбрана метеостанция "Долон", расположенная примерно в центре исследуемой территории и характеризующаяся оптимальным физико-географическим положением — на склоне хребта. Из остальных 10-ти станций лишь "Кара-Куджур" и "Тянь-Шань" расположены в котловине, либо в нижней части долины, т.е. в условиях, где ночью скапливается холодный воздух.

На рис. 3.2 приведены коэффициенты корреляции для различных пар станций. Высокие значения показателя связи свидетельствуют о том, что колебания температуры во времени в большинстве случаев имеют одну направленность. Особенно тесные связи отмечаются в западных районах (метеостанции "Чаар-Таш", "Тюя-Ашу", "Ала-Бель"), меньше они между реперной станцией Долон и северными районами. Очевидно, это обусловлено различиями в синоптических процессах — в северной

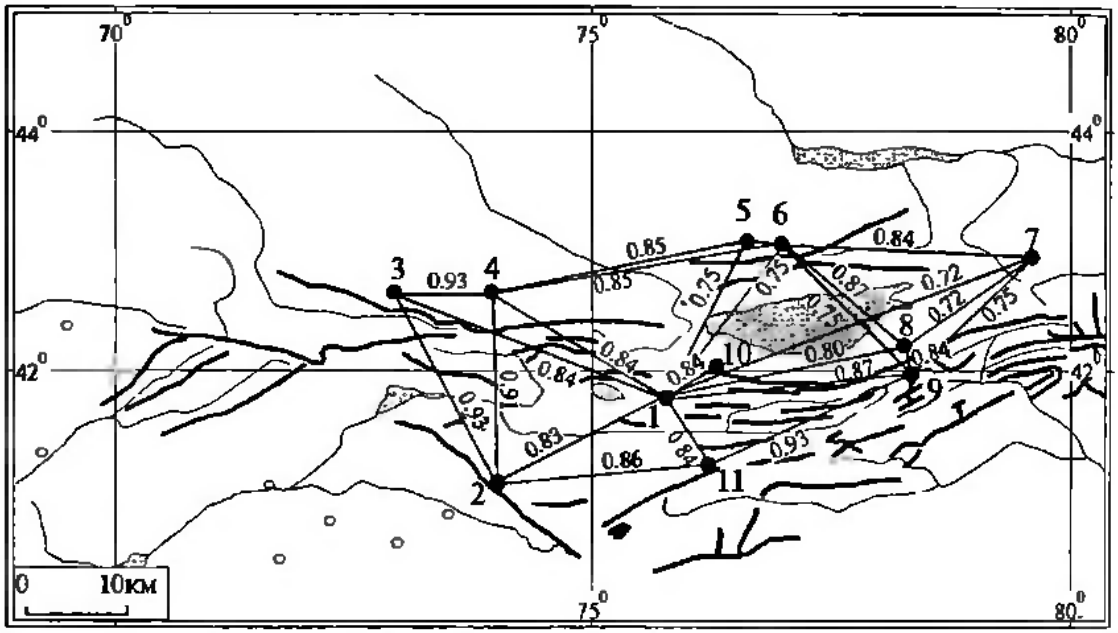


Рис. 3.2 Коэффициенты корреляции средней летней температуры воздуха для разных пар высокогорных метеорологических станций Тянь-Шаня
1 – "Долон", склон, 2896 м; 2 – "Чаар-Таш", 2748 м; 3 – "Ала-Бель", 3513 м;
4 – "Тюя-Ашу сев.", 3090 м; 5 – "Большое Алмаатинское озеро", 2516 м;
6 – "Мынжилки", 3017 м; 7 – "Сыры-Джаз", 1956 м; 8 – "Б.Кызыл-Су", 2555 м;
9 – "Тянь-Шань", 3614 м; 10 – "Кара-Куджур", 2800 м;
11 – "Ат-Баши", 2025 м над у.м.

части Тянь-Шаня большую роль играют северные и северо-западные вторжения.

Было исследовано также изменение средней летней температуры воздуха t_s за длительный ряд лет. На всей территории региона зафиксировано устойчивое повышение температурного фона начиная с 1973 г. Этот феномен может быть выражен разными статистическими и графическими способами. Наиболее показательными, на наш взгляд, оказались отклонения t_s по 20 высокогорным (выше 2000 м над у.м.) метеостанциям Тянь-Шаня от средней величины за 1961 – 1988 гг. (наибольшее число пунктов ограничено этим рядом наблюдений). На всех станциях зафиксировано преобладание как числа лет с положительной аномалией температуры $+\Delta t_s$, так и самих значений $+\Delta t$. Куммулятивная сумма отклонений средней летней температуры (разность положительных и отрицательных величин $+\Delta t_s$) за 1973 – 1988 гг. составила от +3° до +10°, для отдельных станций и +4.5° в среднем для 20 станций.

Для наглядности эти данные представлены на рис. 3.3. На рисунке можно видеть, что наиболее холодные летние сезоны отмечались с середины 40-х до середины 50-х годов (отрицательные аномалии температуры в трех случаях превышали 1.5°), аномально холодным было и лето 1972 г. Скользящие 5-летние средние температуры дополняют картины изменения температурного фона начиная с 1973 г.

Правомерность использования для расчета аномалий температуры средней величины за 1961 – 1988 гг. была проверена сопоставлением ее со средним показателем за период 1950 – 1979 гг., принятым в настоящее время ВМО (Всемирная метеорологическая организация) в качестве стандартного при исследованиях подобного рода (табл. 3.4).

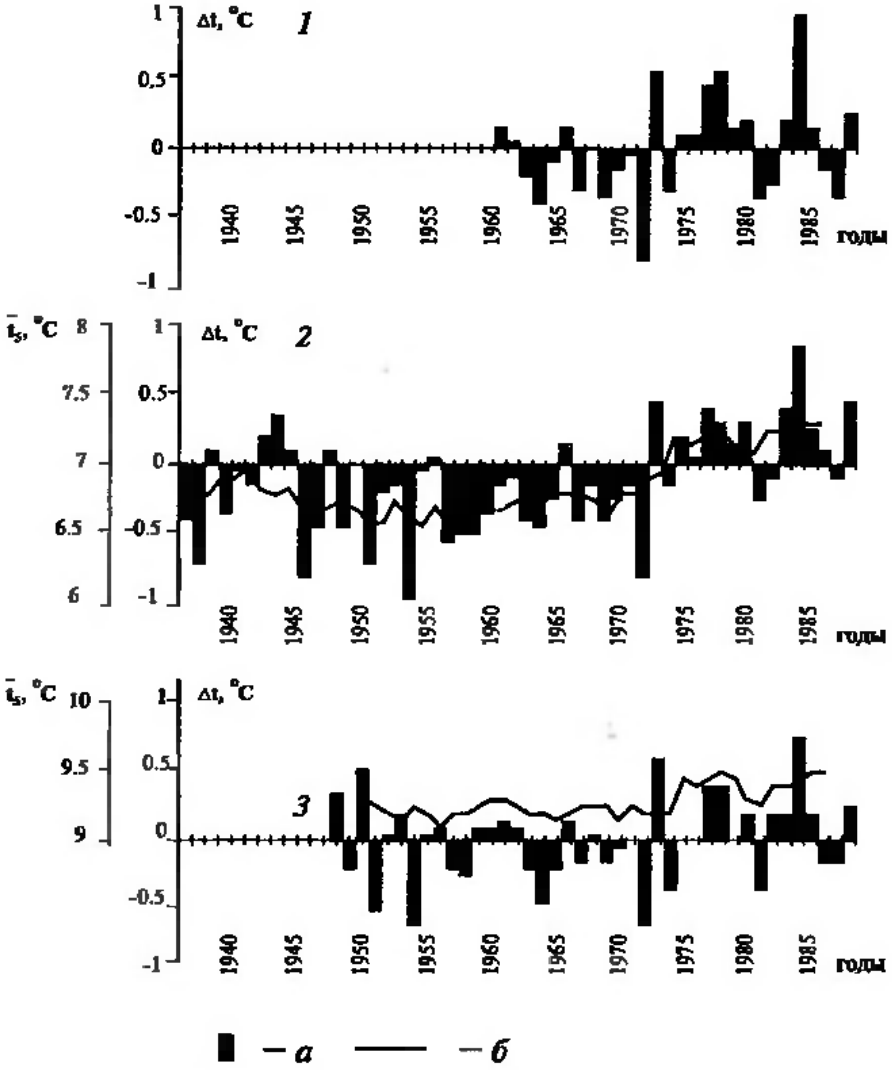


Рис. 3.3 Аномалии средней летней температуры воздуха (а) и пятилетние скользящие средние (б) 1 – в среднем для 20 метеостанций Тянь-Шаня, 2 – "Мынжилки", 3 – "Б.Кызылсу"

Таблица 3.4

Средняя температура воздуха за июнь-август для разных частей Тянь-Шаня, °С

Район	Метеостанция	Средняя температура, °С		Период	t_s, °С
		1961-1988	1950-1979		
Север	"Большое Алматинское озеро"	10.7	10.5	1932-1988	10.5
	"Мынжилки"	7.0	6.6	1937-1988	6.7
	"Б. Горельник"	12.6	12.5	1937-1988	12.5
	"Сары-Джаз"	13.9	13.7	1941-1988	13.7
Запад	"Акташ"	14.0	13.8×	1952-1988	13.9
Центр	"Б.Кызылсу"	9.6	9.5	1948-1988	9.6
	"Тянь-Шань"	3.6	3.4	1930-1988	3.5
Юг	"Аксай"	7.3	7.2×	1952-1988	7.3

× *Средняя за 1952-1988 гг.*

Данные таблицы 3.4 свидетельствуют о том, что разница в средних температурах за 1950 — 1979 и 1961 — 1988 гг., а видимо, за более длительные периоды не превышает 0.1 — 0.2° (метеостанции "Мынжилки"на 0.4°), и поэтому средние значения температуры воздуха за июнь-август 1961 — 1988 гг. были использованы для анализа колебаний температурного фона.

Исследования изменения положительных аномалий Δt_s на территории региона в наиболее теплые летние сезоны 1978 и 1984 гг. показывают, что наибольшие их величины наблюдались в западной и юго-западной частях Тянь-Шаня. Выраженной тенденции в изменении отрицательной аномалии температуры летом 1972 г. не обнаружено. Не установлено также направленных изменений аномалий температуры в зависимости от высоты над уровнем моря. По-видимому, здесь решающую роль играет физико-географическое положение метеорологической станции. В течение холодного периода года, с сентября по май, суммарная аномалия температуры воздуха, рассчитанная за 1973-1988 гг. по метеостанциям "Мынжилки" и "Тянь-Шань", оказалась положительной для большинства месяцев, особенно отчетливо она выражена в апреле и мае.

Большое количество работ в гляциологии посвящено так называемому "температурному скачку", т.е. различиям в температуре воздуха при переходе от обычной каменистой или травяной поверхности на ледник. Ряд ученых считает, что эта поправка зависит только от размеров ледника и составляет в среднем −0.5° для ледников с площадью порядка 10 км² [Кренке, Ходаков, 1966]. Нашими исследованиями в ледниковых районах Кавказа, Тянь-Шаня и Памиро-Алая установлено, что температурный скачок существенным образом зависит не только от размеров ледника, но и от степени нагревания поверхности свободной от льда, от развития горно-долинной циркуляции, строения горной долины, в которой находится ледник, и других факторов. Следует учитывать, что благодаря инверсии температуры и большой устойчивости воздуха над ледником интенсивность выхолаживания его ничтожна по сравнению с процессом нагревания над неледниковой поверхностью. В целом, чем выше температура воздуха над поверхностью вне ледника, тем больше разность температур между ледником и свободной от льда поверхностью земли.

Для примера приведем данные, полученные при наблюдениях на леднике Туюксу в течение ряда лет. Пункты наблюдений располагались на одной высоте — 3450 м, один из них на морене, сбоку от ледника, вне сферы влияния ледникового ветра, другой — на леднике, в области абляции. Результаты измерений приводятся ниже:

Средняя суточная температура воздуха над мореной, °С		0.0	2.0	4.0	6.0	8.0	10.0	12.0
Температурный скачок, °С	июнь	−0.3	−0.5	−0.7	−1.0	−1.3	—	—
	июль — август	−0.3	−0.6	−1.0	−1.4	−1.8	−2.1	−2.5

Над мореной средняя температура воздуха за июнь равна 2.7°, в июле-августе 5.9°. Следовательно, температурный скачок в среднем за лето для области абляции ледника Туюксу составляет примерно −1.1°. Установлено, что изменение температуры воздуха на большей части ледника Туюксу равно −0.6°/100 м, т.е. почти такое же, как и для свободной от льда поверхности. Поэтому возможно применение величины скачка, найденной для области абляции, и для расчета температуры воздуха в фирновой зоне ледника. Это не очевидно для других ледников, где мезорельеф более благоприятен для развития горно-долинной циркуляции, и поэтому различия между температурами воздуха в области абляции и фирновой зоне могут быть значительно больше.

3.4 Атмосферные осадки

Наиболее характерная особенность распределения атмосферных осадков в любой горной системе — это их сложная и неоднозначная зависимость от макро- и мезорельефа. Ориентированность основных хребтов, их высота, компактность, взаимное расположение, степень расчлененности и другие факторы играют большую роль в определении количества выпадающих осадков. Распределение этого показателя по сезонам зависит от характера циркуляции воздушных масс, но имеет связь также и с высотой местности.

Усиление интенсивности циклонической деятельности на полярном фронте в весенние месяцы над Тянь-Шанем, перемещение ВПФЗ от субширотного хребта Кокшалтау на север, а также западные и северо-западные вторжения в конце весны и начале лета определяют весенне-летний максимум осадков в этом регионе. Детальными исследованиями М.И. Геткера [1972, 1985] установлено, что в холодный период года не менее важное значение, чем абсолютная высота, имеет расстояние от основных периферийных хребтов — по мере приближения к ним количество осадков увеличивается с возрастающим градиентом, причем этот эффект наблюдается и с наветренной, и с подветренной сторон хребта. Внутри горной системы этот эффект слабее.

В западной части Тянь-Шаня наиболее благоприятной для осадков является ориентация хребтов с северо-запада на юго-восток, в северных районах — с юго-запада на северо-восток. По данным наиболее надежных инструментальных наблюдений годовое количество осадков в Тянь-Шане растет до верхних уровней гор, хотя их вертикальный градиент в холодное и теплое время года различен: зимой, когда воздушные массы имеют небольшую мощность и низкий уровень конденсации, максимум осадков может наблюдаться и в среднем поясе, летом же увеличение наблюдается до гребней гор.

Очень важно исследование внутригодового распределения осадков — период их концентрации на ледниках и соотношение твердых и жидких осадков имеют большое значение для формирования снежного покрова, абляции и ледникового стока. На основе анализа карт твердых и жидких осадков, составленных М.И. Геткером для Атласа снежно-ледовых ресурсов мира (в печати), можно выделить районы наибольшего годового количества осадков (более 1500 мм). Это высокогорная зона Ферганского и Атойнакского хребтов на юго-западе горной системы, крайние западные хребты — Угамский, Пскемский, Чаткальский. На севере региона более 1000 мм получает центральная часть Заилийского Алатау и обращенные к северу высокогорные зоны хребта Терскей-Алатау. Обширная зона оледенения на востоке в районе хребта Ак-Шыйрак и пика Победы имеет более 800 мм, но этот район мало исследован и данные приблизительные.

О фоновых осадках в интервале высот 2 — 3.5 км над у.м. дает представленная табл. 3.5. Общее увлажнение уменьшается с запада на восток и с севера на юг, особенно заметно убывание осадков в средней и верхней части долины р. Нарын на юго-востоке региона. Невелико количество осадков и в межгорных котловинах и долинах, неблагоприятно ориентированных по отношению к влагонесущим потокам.

Таблица 3.5

Географическое положение (с запада на восток), абсолютная высота и годовые суммы осадков по данным метеостанций и постов, расположенных в интервале высот 2000 — 3500 м над у.м., мм.

№	Название метеостанций и постов	φ	λ	Z, м	P, мм	№	Название метеостанций и постов	j	l	Z, м	P, мм
1	"Ангрен"	41°33'	70°47'	2286	385	30	"Ак-Сай"	40°52'	76°20'	3135	257
2	"Чаткал"	41°54'	71°19'	1937	440	31	"Ниже р. Ичке-Кошкенда"	41°15'	76°25'	2550	375
3	"Афлагун"	41°42'	71°55'	2100	622	32	"Икки-Нарын"	41°28'	76°28'	2328	417
4	"Ак-Терек-Гава"	41°17'	72°50'	1748	973	33	"Кара-Куджур"	41°56'	76°18'	2800	366
5	"Копре-Базар"	42°30'	72°50'	2000	446	34	"Большое Алматинское озеро"	43°02'	76°45	2516	819
6	"Алабель"	42°30'	72°55'	3513	634	35	"Каратайли-Булак"	42°45'	76°40'	2082	706
7	"Ак-Таш"	42°30'	73°06'	2150	429	36	"Верхний Горельник"	43°08'	77°03'	2272	970
8	"Катта-Талдык"	40°20'	73°20'	2300	674	37	"Усть-Горельник	43°08'	77°04'	1943	906
9	"Чаар-Таш"	41°00'	73°48'	2748	1057	38	"Мыюилки"	43°05'	77°04'	3087	874
10	"Тюя-Ашу южн."	42°22'	73°49'	3225	855	39	"Григорьевка"	42°45'	77°35	1920	580
11	"Тюя-Ашу сев."	42°30'	73°49'	3090	689	40	"Ак-Терек"	42°05'	77°35'	1700	200
12	"Сусамыр"	42°09'	74°01'	2061	357	41	"Кольцовка"	41°35'	76°35'	2150	302
13	"Ала-Арча"	42°29'	74°28'	2945	646	42	"Каракольская"	41°30'	77°22'	3160	183
14	"Кызыл-Джар"	40°19'	74°15'	2230	308	43	"Сары-Майнок"	41°50'	77°40'	2060	409
15	"Мин-Куш"	41°40'	74°30'	2350	436	44	"Лесозавод"	42°05'	77°55'	2300	407
16	"Джуштал, совхоз"	42°00'	74°55'	2428	402	45	"Джуука"	42°08'	78°00'	1900	407
17	"Дюрбельджан"	41°15'	74°50'	1960	914	46	"Б. Кызылсу"	42°11'	78°12'	2555	598
18	"Выше р. Ирису"	42°15'	75°15'	2500	326	47	"Тянь-Шань"	41°55'	78°14'	3614	306
19	"Кашат"	42°15'	75°30'	2300	331	48	"Ак-Шыйрак"	41°45'	78°40'	2844	180
20	"Кушбель-Ата"	42°05'	75°30'	1980	262	49	"Покровка"	42°12'	78°20'	2100	515
21	"Пюлек"	41°55'	75°35'	2719	280	50	"Лесной кордон"	42°12'	78°10'	2100	535
22	"Долон, склон"	41°43'	75°40'	2896	409	51	"Джеты-Огуз"	42°15'	78°20'	2200	569
23	"Кара-Унгурт"	41°45'	75°15'	2000	427	52	"Каракол, ущелье"	42°20'	78°40'	2003	640
24	"Нарын"	41°20'	76°00'	2039	281	53	"Койлю"	42°12'	79°01'	2800	305
25	"Ат-Баши"	41°10'	75°49'	2025	279	54	"Джергалан"	42°35'	79°00'	2400	875
26	"Кара-Куюн"	40°55'	75°35'	2381	335	55	"Бозщук"	42°35'	79°05'	2100	756
27	"Чатыр-Куль, озеро"	40°40'	75°20'	3507	218	56	"Красный Октябрь"	42°46'	78°18'	1945	583
28	"Чатыр-Куль"	40°35'	75°20'	3540	269	57	"Сары-Джаз"	42°55'	79°36'	1956	420
29	"Арпа"	40°46'	74°51'	3000	263	58	"Устье р. Ичке-Сай"	42°12'	75°45'	2100	321

По большой сети метеостанций и гидрологических постов (более 120) была рассчитана доля осадков весеннего и летнего сезонов (δ_{III-V} и $\delta_{VI-VIII}$) Эти показатели тесно связаны с особенностями атмосферной циркуляции, ориентацией основных хребтов, а также с высотой местности. Последнее затруднило проведение изолиний. Показатель δ_{III-V} более 40% (41 — 45) характеризует юго-западную часть горной системы, т.е. район, ограниченный Чаткальским и Ферганским хребтами. Такая же доля годовых осадков выпадает и на северных склонах Киргизского и Таласского хребтов, т.е. в северо-западной части региона. В центральной части горной системы этот показатель колеблется в основном в пределах 31 — 35%, а в районе Иссык-Куля, (а также восточнее и южнее его) δ_{III-V} уже составляет 25 — 30%. Это свидетельствует о том, что основные пути циклонов весной проходят чаще над западным и северо-западным районами Тянь-Шаня.

Определенную роль играет и небольшая мощность воздушных масс (особенно холодных) в весенние месяцы, и периферийные хребты являются барьером для их проникновения во внутренние районы. С высотой доля весенних осадков в интервале высот 2 — 3 км уменьшается примерно на 10%.

Доля летних осадков $\delta_{VI\text{-}VIII}$ колеблется в разных частях региона значительно сильнее, чем $\delta_{III\text{-}V}$ (от 7 до 63%), в целом возрастая с юго-запада на северо-восток. Наветренные южные склоны и юго-западные склоны Чаткальского и Ферганского хребтов получают летом не более 8 — 13% годовой суммы осадков, северные склоны Таласского и Киргизского хребтов 16 — 25%, в Заилийском и Кунгей-Алатау этот показатель растет до 30 — 38%. Долина р. Нарын и другие районы Внутреннего Тянь-Шаня получают летом до 40 — 50% годовой суммы, а максимум $\delta_{VI\text{-}VIII}$ наблюдается в западной части Иссык-Кульской котловины — до 63%, что связано с местными особенностями рельефа. Такая же закономерность наблюдается и в китайском Тянь-Шане. В бассейне р. Урумчи, на высотах 3.5 км $\delta_{VI\text{-}VIII}$ составляет 65 %.

В то время как $\delta_{III\text{-}V}$ убывает с высотой, доля осадков летнего сезона значительно растет с повышением уровня местности. Так, в долине р. Малая Алматинка этот показатель меняется от 20% в Алма-Ате (847 м над у.м.) до 43% на метеостанции "Мынжилки" (3017 м н.у.м.). Такие же различия в изменении с высотой $\delta_{VI\text{-}VIII}$ наблюдаются и в других районах Тянь-Шаня. Этот феномен обусловлен как увеличением высоты циклонов и толщины воздушных масс, так и повышением уровня конденсации в летние месяцы. Определенную роль играет и развитие внутримассовой конвективной облачности в высокогорье (рис. 3.4 и 3.5).

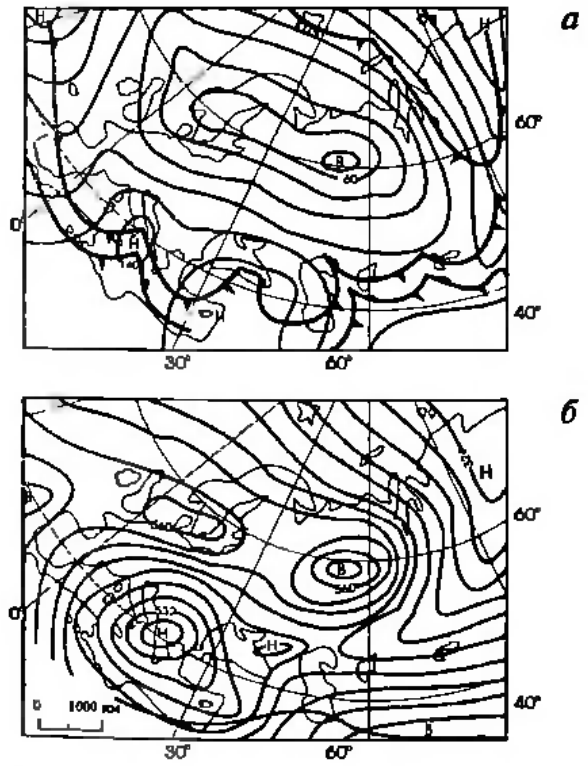


Рис. 3.4 Типичный пример синоптической ситуации, при которой выпадали обильные осадки в Северном Тянь-Шане весной (10 марта 1987 г.):
а — АТ 850 гПа, б — АТ 500 гПа

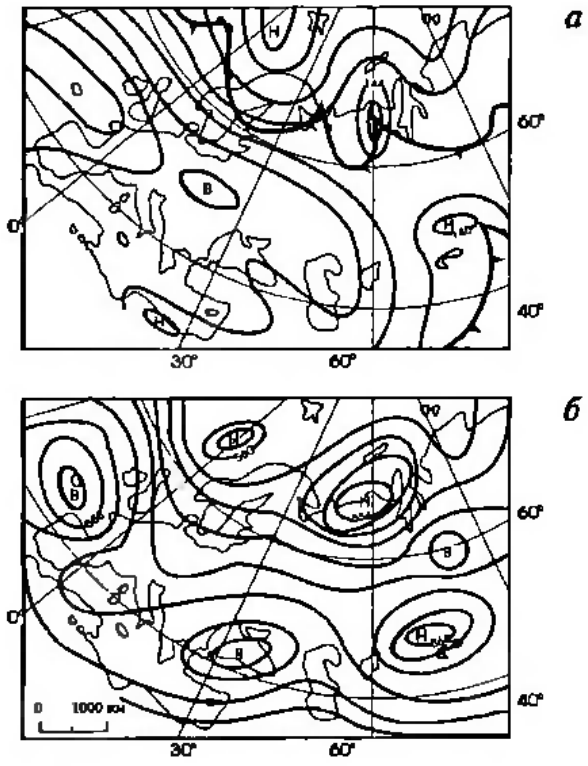


Рис. 3.5 Типичный пример синоптической ситуации, при которой выпадали обильные осадки в Северном Тянь-Шане летом (12 июля 1989 г.):
а) — АТ 850 гПа, б) — АТ 500 гПа

Одной из важных задач при анализе осадков является исследование тенденции изменения осадков с высотой, но большая часть метеостанций находится в долинах и не может служить основой для определения реальных градиентов осадков и их количества в ледниковой зоне. Используя немногочисленные метеостанции, расположенные на склонах и перевалах в высокогорной зоне, можно попытаться оценить хотя бы примерно степень изменения осадков с высотой в разных частях горной системы.

Метеостанция Дашику на высоте 3459 м вблизи ледника №1. Летний снегопад в июне 1989 г.

В основу выделения отдельных районов были положены орографические особенности, годовое количество осадков и доля летних осадков. В результате были выделены девять районов, неодинаковых по площади, но имеющих общие закономерности изменения осадков с высотой (рис. 3.6 табл. 3.6). В процессе анализа некоторые районы были исключены, так как тенденции изменения осадков с высотой не обнаружено (западная часть Иссык-Кульской котловины, западные районы Чаткальского хребта). Исключая два района — юго-западный склон Ферганского хребта и восточную часть Иссык-Кульской котловины, в том диапазоне высот, где имеются пункты наблюдений, изменение осадков с высотой близко к линейному. Наибольший градиент годовых осадков зафиксирован в нижней части Ферганского хребта — около 90 мм/100 м подъема, и в то же время наименьший — 8 мм/100 м в верхней части этого же хребта.

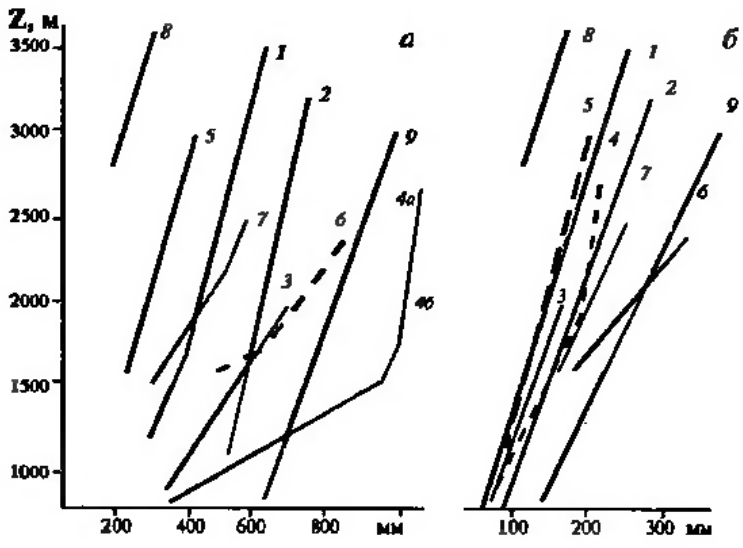


Рис. 3.6 Изменение с высотой годовых (а) и летних (б) сумм осадков в разных районах Тянь-Шаня. Номера районов см. в табл. 3.6

Повышенные градиенты осадков (более 30 мм/100 м) зафиксированы также в восточной части Иссык-Кульской котловины, на хребте Терскей-Алатау и в восточной части Чаткальского хребта. В остальных районах они колеблются от 8 до 17 мм на 100 м. Градиенты летних осадков меньше — 10-12 мм на 100 м подъема почти во всех рассматриваемых районах. В долине р. Урумчи изменение осадков с высотой имеет двойной максимум; первый на высоте 1800-2200 м (в лесной зоне), второй на высоте 3500-4000 м (на ледниках). То же самое наблюдается в долине р. Малая Алматинка.

Таблица 3.6

Вертикальные градиенты годовых сумм осадков в разных районах Тянь-Шаня

№	Район	Интервал высот, м	Годовая сумма осадков, мм	Вертикальный градиент, мм/100м
1	Долина р. Талас	1400-3500	350-625	13.1
2	Северный склон Киргизского хребта	1100-3200	515-750	11.2
3	ЮВ склон Чаткальского хребта	900-2000	335-685	31.8
4а	ЮЗ склон Ферганского хребта	840-1500	350-940	89.4
4б	-"-	1800-2700	1000-1070	7.8
5	Долина р. Сусамыр и примыкающие с востока районы	1600-3000	230-435	14.6
6	Восточная часть котловины Иссык-Куля	1700-2400	600-850	35.7
7	Восточная часть хребта Терскей-Алатау	1640-2500	300-575	32.0
8	Внутренний Тянь-Шань, верховья р. Нарын	2840-3615	185-305	15.5
9	Северный склон Заилийского Алатау	850-3015	620-1000	17.5

М.И. Геткер [1985] установил общие закономерности изменения осадков холодного периода с высотой в макромасштабе: на наветренных периферийных макросклонах юго-западной и северной ориентации в верхних частях хребтов градиент уменьшается (кривая имеет выпуклую форму), во внутригорных, экранированных бассейнах и на подветренных макросклонах с некоторой высоты градиент осадков начинает возрастать (кривая имеет вогнутую форму).

Э.Г. Богданова [1977] на основе данных большого числа метеорологических станций Кавказа, Тянь-Шаня и Памира, расположенных выше 1000 м, установила количественные закономерности изменения доли твердых и жидких осадков с высотой в зависимости от средней месячной температуры воздуха. Так, на высоте 3.5 км над ур.м., где температура воздуха за летний сезон колеблется на Тянь-Шане от 3 до 7°, доля жидких осадков выражается в среднем следующими величинами:

Средняя температура воздуха за июнь-август, °С	3	5	7
Доля жидких осадков, %	12	20	34

С ростом высоты при равных значениях температуры воздуха доля жидких осадков убывает, поскольку уменьшается высота нижней кромки облаков над поверхностью земли, и твердые осадки не успевают растаять на своем пути даже при относительно высоких температурах воздуха. Ледниковая поверхность способствует сохранению смешанных и твердых осадков.

Анализируя изменение годовых и сезонных осадков во времени, мы установили, что даже на небольших расстояниях полной синхронности не наблюдается. Это очевидно, если учитывать различия в орографии и ее воздействие на циклонические системы. Чтобы получить обобщенные количественные характеристики колебаний осадков во времени и в разных частях Тянь-Шаня, было рассчитано среднее количество осадков за теплый и холодный периоды для четырех метеостанций. Две из них — "Мынжилки" и "Большое Алматинское озеро" — расположены на севере, "Чаар-Таш" на юго-западном склоне Ферганского хребта, "Тянь-Шань" — во Внутреннем Тянь-Шане. Из табл. 3.7 видно, что даже для первых двух станций, находящихся на расстоянии около 20 км друг от друга, но в разных долинах, тенденция в изменении осадков сохраняется не во все пятилетние периоды.

Таблица 3.7

Отклонения осадков холодного и теплого периодов от средних величин по пятилетиям, %

Станция	1960/61-1964/65	1965/66-1969/70	1970/71-1974/75	1975/76-1979/80	1980/81-1984/85	Среднее за период, мм
Сентябрь-май						
"Мынжилки"	-4	+9	-9	+7	-3	483
"Большое Алматинское озеро"	+1	+9	-8	+1	-4	507
"Чаар-Таш"	-4	+25	-18	+5	-3	893
"Тянь-Шань"	-11	+13	+6	-11	+3	143
Июнь-август						
"Мынжилки"	-7	+15	+4	-12	0	364
"Большое Алматинское озеро"	-4	+12	+6	-12	-2	297
"Чаар-Таш"	-5	+21	-12	-15	+11	170
"Тянь-Шань"	+9	+4	+6	-13	-6	165

Что касается западных и центральных районов (метеостанции Чаар-Таш и "Тянь-Шань"), то в большинстве случаев и летом и в холодный период года отклонения осадков от среднего имеют противоположный знак. Однако в некоторые периоды все станции показывают аномалию одного знака, что свидетельствует о большом масштабе синоптических процессов, охватывающих территории, и их значительной интенсивности.

За летние месяцы 1973 — 1988 гг., характеризующиеся преобладанием положительных аномалий температуры воздуха, сумма осадков, по данным большинства станций составила 92 — 96% по сравнению с 1950 — 1979 гг., т.е. наблюдалась слабая тенденция к уменьшению количества атмосферных осадков в теплый сезон. В остальные месяцы года уровень осадков на некоторых станциях был близок к норме, на других на 2 — 3% ниже нее.

3.5 Общие черты климата высокогорной зоны

Основные особенности климата Тянь-Шаня связаны с его положением на стыке умеренной и субтропической зон и с характером макрорельефа горной страны. Перемещение высотной планетарной зоны с юга на север в весенний период, приводящее к усилению активности циклонов, обусловливает весенне-летний максимум осадков. Эта черта климата региона существенно влияет на их распределение во времени и в пространстве и в итоге на формирование баланса массы ледников. Периферийные хребты на юго-западе Тянь-Шаня, находящиеся под влиянием южных циклонов, характеризуются ранне-весенним максимумом осадков и небольшим их количеством по сравнению с остальными частями региона. Увеличение осадков на окраинных хребтах северо-запада и севера горной страны приходится на более поздний период (конец весны — начало лета), а их годовая сумма несколько меньше, чем в названных выше районах.

Северная часть и Внутренний Тянь-Шань получают осадки как от южных, так и от западных циклонов, активизирующихся в летние месяцы. Общее влагосодержание последних меньше, чем средиземноморских областей низкого давления, но высота больше, вследствие чего при вынужденном динамическом подъеме воздушных масс во Внутреннем Тянь-Шане выпадает значительное количество осадков не

только в конце весны, но и в летние месяцы. Вопреки распространенному мнению, почти во всех районах Тянь-Шаня внутримассовые, конвективные осадки составляют ничтожную долю по сравнению с фронтальными.

Климатическая роль циклонической деятельности и сдвига максимума осадков на весенне-летний период велика и многозначна:

а) увеличение облачности приводит к сокращению притока солнечной радиации;

б) вторжения холодных масс воздуха с севера и запада создают пониженный температурный фон, что обусловливает уменьшение притока турбулентного тепла и продолжительности периода таяния ледников;

в) выпадение осадков, как правило, в твердом виде приводит к неоднократному образованию временного снежного покрова в течение периода абляции.

Все перечисленные особенности метеорологического режима не показательны для более южных горных областей Памиро-Алая, где летом преобладает малооблачная погода с большим количеством солнечных дней и более высоким температурным фоном.

Анализ климатических условий Тянь-Шаня во временном аспекте позволил установить, что начиная с 1973 г. наблюдается устойчивое повышение температуры воздуха, особенно хорошо выраженное в поздневесенний и летний периоды года. Поскольку температура воздуха летом является достоверным показателем типа синоптических процессов (циклоны несут похолодание, а антициклоны — теплую устойчивую погоду), преобладание положительных аномалий средней летней температуры воздуха на всей территории Тянь-Шаня свидетельствует об изменении характера циркуляции в сторону более благоприятных для абляции условий погоды.

Для оценки степени потепления были использованы суммарные отклонения средней летней температуры (накопленная сумма) от ее значения в среднем за 1950 — 1979 гг., а для станций с более коротким рядом наблюдений — за 1961 — 1988 гг. (различия в этих показателях не более 0.1 — 0.2°). Аномалии оказались положительными для всех 20 высокогорных станций Тянь-Шаня и составили 3 — 10° (в среднем 4.5°). За период 1973 — 1988 гг. в 11 случаях средняя температура за июнь-август была выше нормы. За этот же период лет количество летних осадков составляло, по данным разных станций, 92 — 96% от нормы, а годовая сумма была близка к средней.

Глава 4.

ДВИЖЕНИЕ ЛЕДНИКОВ

Баков Е.К. (Россия, Арзамас),
Чень Дианминь (Китай, Ланьчжоу)

Первые измерения скоростей движения льда на ледниках Тянь-Шаня были проведены на леднике Семенова в 1886 г., а регулярные наблюдения ледников в бассейне р. Малая Алматинка, начатые в начале века С.Е. Дмитриевым, были продолжены в 20-х годах Н.Н. Пальговым. С сороковых годов на ледниках Северного и Внутреннего Тянь-Шаня применяется фототеодолитный способ определения скоростей движения льда. Однако все эти измерения проводились исключительно на ледниках долинного типа и охватывали, в основном, их языки. Только с 70-х годов исследованием режима скорости были охвачены практически все морфологические типы ледников начиная от небольших висячих площадью 0,5 км^2 до гигантских дендритовых ледников площадью более 500 км^2. Кроме того, на трех репрезентативных ледниках Северного и Восточного Тянь-Шаня (Туюксу, Карабаткак и Ледник №1) велись измерения скоростей движения льда по всей поверхности ледников для изучения механизма их колебаний.

4.1 Скорости и особенности движения основных типов ледников

4.1.1 Скорости движения ледников висячего, карово-висячего, карово-долинного и карового типов

Еще в 1869 г. А.В. Каульбарс, проходя долиной р. Барскаун (хребет Терскей-Алатау), отмечал, что висячие ледники этой долины "по-видимому не движутся, а просто покоятся на довольно крутых склонах ущелий" [Каульбарс, 1875], так как он не представлял себе, что такие небольшие, площадью всего 0,1 — 0,5 км^2, ледники могут иметь существенные скорости движения. Наши измерения 1988 — 1990 гг. показали, что и на таких небольших, но крутопадающих ледниках (угол наклона поверхности 35 — 45°), с толщинами льда до 50 м, скорости движения льда на поверхности достигают средней величины 5 — 7 м/год, а на некоторых участках до 15 м/год. На ледниках с более пологой поверхностью (угол наклона 20 — 35°), расположенных на хребтах Джетымбель, Суек и Ак-Шыйрак, скорости движения льда несколько меньше — 2 — 6 м/год. При этом, как и у ледников долинного типа, наблюдается дифференциация скоростей движения как по продольному, так и по поперечному профилю [Баков, 1983], а доля скольжения по ложу составляет от

1/2 до 3/4 скорости на поверхности. По измерениям в искусственном тоннеле Ледника №1 в верховьях р. Урумчи скорость на ложе составляет от 60 до 80% поверхностной [Huang Maohuan and Wang Zhangxiang, 1987]

У *висячих* ледников скорости движения в летнее время увеличиваются на 25 — 30%, что несколько меньше, чем у крупных долинных ледников, где скольжение преобладает и летние скорости возрастают существенно больше. Общее нарастание скорости движения происходит сверху вниз с резким затуханием на конце языка, что подтверждается и данными по висячим ледникам Кавказа [Никулин, 1974].

Ледники *карово-висячего типа* имеют средние абсолютные скорости движения льда на поверхности 10 — 15 м/год, при максимуме до 25 м/год. При этом максимальные скорости приурочены к висячим участкам. Так, у карово-висячего ледника в бассейне р. Барскаун (№ 131) распределение скорости по продольному профилю происходило следующим образом: верхняя висячая часть — с 10 до 17 м/год, пологая каровая — 8 — 10 м/год, нижняя висячая часть — увеличение до 12 м/год. На леднике подобного типа в бассейне р. Джаргыльчак (хребет Терскей-Алатау) на леднике такой же площади (0,5 км^2), но с маломощной фирновой областью, максимальные скорости движения (до 20 м/год) наблюдались на месте нахождения подледного ригеля в средней части ледника [Баков, 1983].

В том же бассейне ранее был исследован режим небольшого по площади карового ледника № 158 (в каталоге указан как карово-висячий). На нем выделяются два максимума скорости (до 20 м/год): первый приурочен к району фирновой линии, располагающейся в месте перегиба профиля, второй — к крутому языку ледника. У ледников *карового* типа, не имеющих хорошо развитой фирновой зоны (туркестанский тип), как показали детальные исследования на полярно-уральском леднике Обручева, наблюдался лишь один максимум скорости, приуроченный к концу языка [Шумский и др., 1972]. При этом отмечается, что изменения скорости больше зависят от уклона поверхности, чем от толщины льда.

Ледники *карово-долинного типа*, как показали исследования О.Н. Виноградова и И.С. Гарелика [1973] на Кавказе, также имеют два участка увеличения скоростей движения льда: один (основной) приурочен к верхнему и среднему участку ледника, а второстепенный, со скоростями в 2 — 3 раза меньшими, — к нижней части. Но абсолютные скорости движения, как показали измерения на ледниках карово-долинного типа в Заилийском Алатау невелики — 3 — 15 м/год [Токмагамбетов, 1974]. Наиболее подробная и многолетняя информация о режиме поверхностной скорости движения льда, ее колебаниях в течение года, а также по высотно-продольному профилю накоплена по измерениям на Леднике №1. Карово-долинный Ледник №1 состоит из двух ветвей, которые соединяются в концевой части (табл.4.1, рис. 4.1). За 1962 — 1990 гг. фронт ледника отступил на 125,9 м, т.е. на 4.5 м в год (1962 — 1973 гг — 5.96 м/год; 1974 — 1980 гг. — 3.28 м/год; 1981 — 1990 гг. — 3.74 м/год).

Максимальные среднегодовые скорости на Леднике №1 наблюдаются в районе границы питания на западной ветви, и второй максимум скорости — на профилях обеих ветвей (см. рис. 4.1) перед их слиянием, а ниже его скорость заметно па-

Таблица 4.1

Распределение средних годовых скоростей на поверхности Ледника №1 в бассейне р. Урумчи по 4 поперечным профилям (см. рис. 4.1) за два разных по климатическим условиям периода

№ профиля	Высота, м	1959-1962 гг.	1980-1990 гг.
1	3814	7.09	3.2
2	3850	7.13	2.13
3	3900	11.41	6.74
4	3936	22.15	5.36

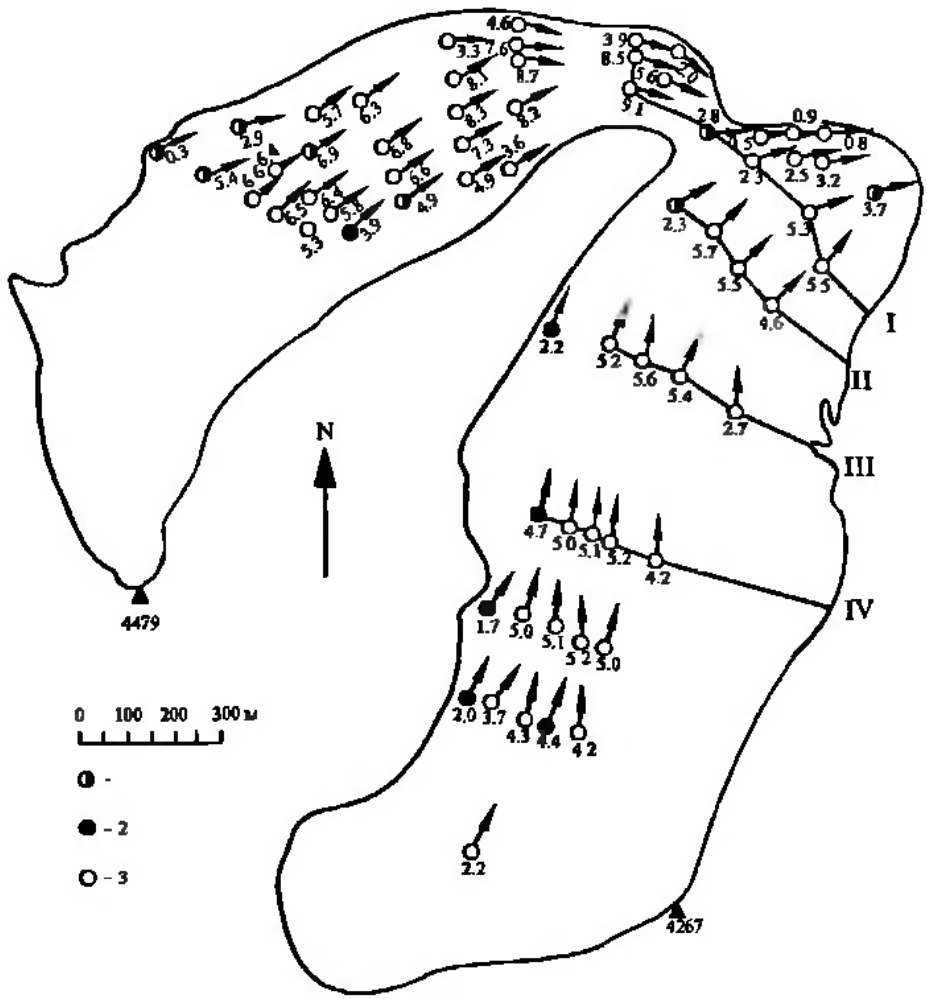


Рис. 4.1. Поверхностная скорость движения льда (м/год) на Леднике №1 в: *1* - 1980/81 г.; *2* - 1983/84 г.; *3* - 1985/86 г.; I-IV - скоростные створы (см. табл. 4.1)

дает у самого конца языка. Распределение средних годовых скоростей по 4 продольным профилям за два разных периода приведена в таблице 4.1.

Различия поверхностной скорости за период связано не только с величиной баланса массы (1980/81 г.—75 мм/год и 1983/84 г.— 263 мм/год), но и с влиянием предшествующих лет.

4.1.2 Скорости движения ледников долинного типа

Режим скорости ледников этого типа изучен наиболее подробно, так как к этому типу относится ряд ледников (Туюксу, Голубина, Карабаткак), на которых проводились детальные многолетние наблюдения.

Долинные ледники Тянь-Шаня по режиму скорости можно разделить на четыре группы: а) сыртового окружения; б) глубоко врезанных долин; в) сложнодолинные; г) дендритовые.

К ледникам *сыртового окружения* относятся ледники хребтов Суек и Адыртор, северного и северо-западного склонов массива Ак-Шыйрак, южного склона Терскей-Алатау и северных склонов хребтов Кокшалтау и Сары-Джаз. Эта группа ледников характеризуется неглубоким вместилищем, слабым уклоном поверхности (до 10°) и ровным, без резких перегибов продольным профилем. Наблюдения 1970 и 1984 г. на леднике Западный Суек, площадью 1.3 км^2 (хр. Суек) показали, что для такого типа ледников при средней толщине льда в 50 — 70 м, скорости движения по всей поверхности практически однообразны и в среднем составляют 3 — 4 м/год, а эпюра скорости имеет классический вид, т.е. форму полуэллипса. При этом, как показали эпизодические наблюдения, скорости оставались неизменными в течение 30 лет [Забиров, Книжников, 1962]. На аналогичном леднике в массиве Ак-Шыйрак (№27) площадью 1.6 км^2 средняя скорость движения льда также небольшая — 5 — 7 м/год, при максимуме — 10 м/год. На более крупных ледниках этого типа (Кызылсу площадью 5.4 км^2 — южный склон хребта Терскей-Алатау и Сары-Бет, площадью 8.5 км^2, хребет Адыртор) скорости движения льда выше — 10 — 15 м/год. Как показало детальное радиозондирование ледников Западный Суек и Сары-Бет [Кузьмиченок и др., 1988], углы наклона поверхности и ложа сильно отличаются. Наиболее ярко эти различия проявились у ледника Абрамова на Памиро-Алае (рис. 4.2).

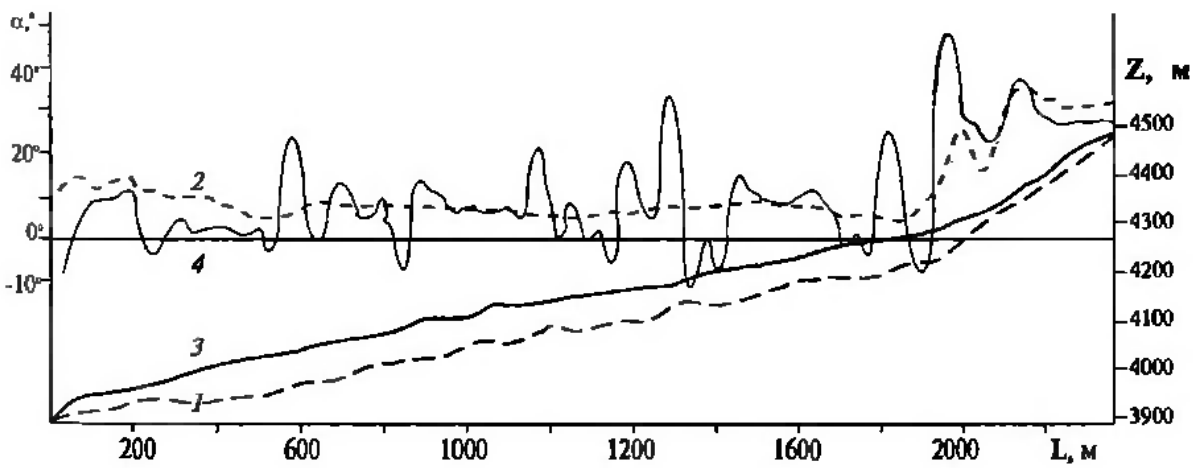


Рис. 4.2 Различия углов наклона поверхности ложа по продольному профилю (L) ледника Абрамова по данным радиолокационной съемки 1986 г. *1* — ложе; *2* — углы наклона поверхности ледника; *3* — поверхность; 4 — углы наклона ложа по профилю

Ледники *глубоко врезанных долин* характерны для периферии горного обрамления (Западный и Северный Тянь-Шань, западная часть Внутреннего и юго-восточная часть Центрального Тянь-Шаня). Ледники этого типа, как правило, крутопадающие (средний уклон поверхности более 10 — 15°) и осложнены ледопадами. Режим скорости подобных ледников хорошо изучен на примере ледников Карабаткак (площадь 4.0 км^2, северный склон хребта Терскей-Алатау) и Туюксу (площадь 2.8 км^2, северный склон хребта Заилийский Алатау). Ледники этого типа имеют более высокие скорости движения льда, в 3 — 5 раз превышающие скорости движения ледников сыртового обрамления. Максимальные скорости также приурочены к резким перегибам профиля (риге-

лям). На леднике Карабаткак на верхнем ледопаде, расположенном в районе фирновой границы, скорости движения достигают 30 м/год, на нижнем — в средней части ледника — до 50 м/год. Аналогичная картина распределения скоростей движения наблюдается и на леднике Голубина (площадь 6.2 км^2, северный склон Киргизского хребта), по продольному профилю которого прослеживаются три пика увеличения скорости, причем последний находится ниже второго ледопада. Как показали расчеты для этого ледника, доля скольжения по ложу составляет лишь 10% скорости на поверхности [Айзин, Мазо, 1987]. На леднике Туюксу имеется один ледопад в средней части, где скорости движения достигают 20 м/год. Аналогичное распределение скоростей движения льда наблюдается и на ледниках Шумского (площадь 3.0 км^2, Джунгарский Алатау) и Марух (площадь 3.3 км^2, Западный Кавказ), имеющих сходный продольный профиль.

Движение на крутопадающих участках происходит по типу глыбового скольжения, о чем косвенно могут свидетельствовать резкое понижение физической поверхности ледника до 5 м/год и перестройка конфигурации поля изохронной поверхности и направления вектора скорости в отдельные годы [Макаревич К.Г., Макаревич А.Г., 1978; Баков, 1980]. В нижней части языка происходит плавное затухание скоростей до 8 — 5 м/год. Режим скорости долинных ледников этой группы в наиболее сильной степени зависит от процессов внешнего массообмена и поэтому их реакция происходит по типу вынужденных колебаний [Шумский и др., 1978; Баков, 1980].

Сложнодолинные ледники. Один из наиболее изученных сложнодолинных ледников — ледник Давыдова (площадь 12.1 км^2, массив Ак-Шыйрак) с диапазоном оледенения чуть более 1000 м. Из трех потоков ледника Давыдова, у левого по выходе из своего цирка скорость движения льда равна 40 см/сут, а у правого, меньшего по площади, скорость на 30% меньше [Айзин и Захаров, 1989]. Как и у простых долинных ледников при переходе через ригель скорости движения достигают максимальных величин (1,3 м/сут). Различие скоростей движения притоков сохраняется и в общем потоке на языке ледника. Так, в правой части потока средняя скорость на те же 30% выше, чем в левом потоке (соответственно 19 и 13 м/год). Измеренное скольжение при обтекании правым притоком скального выступа — ригеля — составляет 65% от скорости движения льда на поверхности.

Сложнодолинные ледники Айлама, площадью 6.8 км^2 (хребет Терской-Алатау) и Корженевского площадью 38.0 км^2 (хребет Заилийский Алатау) залегают в глубоких долинах с амплитудой оледенения более 1500 м. Распределение скоростей движения льда по телу ледника Айлама, состоящего из двух крупных притоков, аналогично леднику Давыдова (рис. 4.3). Однако абсолютные величины скорости движения на его

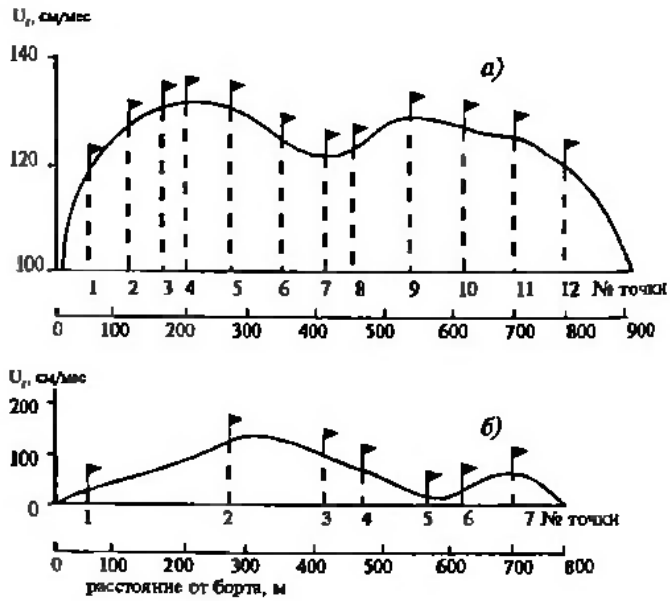


Рис. 4.3 Эпюры скоростей ледника Айлама, *1* — верхний створ; *2* — нижний створ.

языке выше, хотя площадь первого в два раза меньше. На леднике Корженевского, состоящем из 4 притоков, скорости распределены следующим образом: в крайнем левом — 31 м/год, в среднем левом — 37 м/год, в крайнем правом среднем — 52 м/год, и в правом — 16 м/год. После слияния притоков средняя скорость общего потока выравнивается и составляет 37 — 38 м/год, но максимум приходится на правый средний поток — 40 м/год [Макаревич, Федулов, 1968]. Между скоростями движения отдельных потоков и площадями их ледосборов хорошей связи не наблюдается, как и между толщинами льда и скоростью движения.

Своеобразным движением отличаются *дендритовые ледники* Тянь-Шаня, в которых дифференциация скоростей происходит не только по потокам, но и по отдельным морфологическим частям ледника. Принято считать, что крупные ледники, как правило, обладают глыбовым движением. Исследования показали, что в них не наблюдается одного вида (и даже типа) движения, а выделяются три крупные зоны (участки) со своими особенностями движения (рис. 4.4).

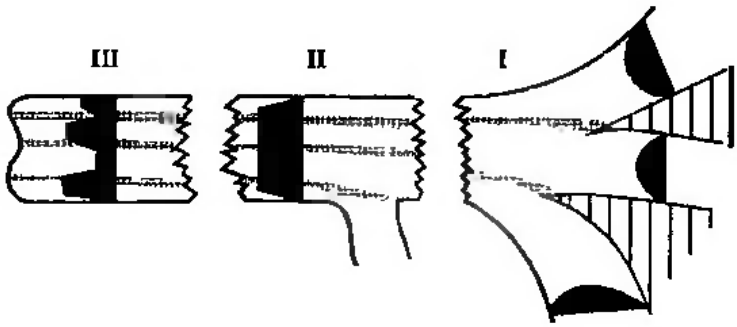


Рис. 4.4 Эпюры движения льда в различных частях дендритового ледника (объяснения в тексте)

В областях питания притоков в движении преобладают вязкопластические деформации и эпюра скорости имеет классический вид, как и у простых долинных ледников (зона I). Независимо от сезона года, скорость в этой зоне почти постоянна, так как здесь не наблюдается резких внутрисезонных колебаний теплового режима и поступления значительного количества талой воды на ложе. В средней зоне из-за конвергенции притоков, движение льда приобретает характер глыбового скольжения, так как основной

Две части ледникового озера Мерцбахер (июль 1991 г.):
а) покрытая айсбергами часть озера подпружена ледниковой плотиной ледника Южный Иныльчек;
б) свободная от айсбергов часть озера, прилежащая к леднику Северный Иныльчек

движущей силой является не гравитация, как в верхней зоне, а постоянно нарастающие напряжения сдвига и скорость деформации во льду в результате последовательного слияния притоков и потоков. Составленное из многочисленных притоков тело ледника на этом участке движется в виде монолитной глыбы, и эпюра скорости имеет вид трапеции (зона II). В отдельно взятых струях-потоках наблюдается слабая дифференциация скоростей. Величины скорости во времени остаются практически неизменны. Так, повторные замеры скоростей движения льда в нижней части средней зоны ледника Южный Иныльчек (площадь с притоками около 600 км^2) на одном и том же участке показали, что скорость в 1966 и 1990 гг. не изменилась и составила в среднем по профилю 40 см/сут (табл. 4.2).

Таблица 4.2

Скорости движения льда ледника Южный Иныльчек (в 1 км выше долины Сев. Иныльчека), см/сут.

Год	№ точек			
	1	2	3	4
1966	34	39	42	40
1990	33	38.6	41.4	35.7

Примечание: точки 1-3 характеризуют поток льда, условно названный "Победа", 4 - поток "Хан-Тенгри".

Более того, измеренные скорости движения льда в этой же зоне, но гораздо выше места предыдущего замера в 1955 и 1959 г., в потоке "Победа", характеризовались аналогичными величинами — 37 — 43 см/сут [Айрапетьянц, Баков, 1971]. Этой зоне ледника Южный Иныльчек присущи максимальные скорости движения, превышающие 150 м/год. Скорость отдельно взятых струй достигает 200 м/год. В приконцевой части дендритового ледника движение льда приобретает глыбово-струйный характер (вид эпюры — вогнуто-выпуклый). Наряду с продолжающимся глыбовым скольжением обозначается резкая дифференциация их скоростей по отдельным потокам, что связано с различиями в морфометрии и энергии потоков (зона III, рис. 4.4).

В силу динамических особенностей (о них будет сказано ниже) приконцевые участки дендритовых ледников подвержены нерегулярным периодам "оживания" и "омертвения". Так, по наблюдениям 1940 — 1950-х годов отмечалось, что почти все дендритовые ледники Тянь-Шаня находились в стадии сильного отступания и деградации, а концы ледников представляли собой неподвижные участки льда. Для них были характерны, как показали фототеодолитные съемки [Иверонова, 1959], большие участки беспорядочно-холмистого рельефа с различной хаотической ориентировкой трещин и глыб, с неравномерным распределением обломочного материала и различно ориентированных сколов льда. Это типичные признаки отсутствия направленного движения. На этом основании был сделан вывод об отмирании концов ледников и их скорой деградации. Однако последующие наблюдения на этих же ледниках (Южный Иныльчек, Семенова, Петрова, Северный Карасай, Мушкетова) показали, что в "мертвых" зонах лед движется со скоростью 10 — 15 и даже 75 см/сут (ледник Южный Иныльчек). При этом струйность движения по потокам проявляется наиболее ярко. Иногда наблюдаются случаи обратного "попятного" движения. На леднике Северный Карасай соседствующие струи двигались в почти противоположном направлении (рис 4.5) [Баков, Мельникова, 1975].

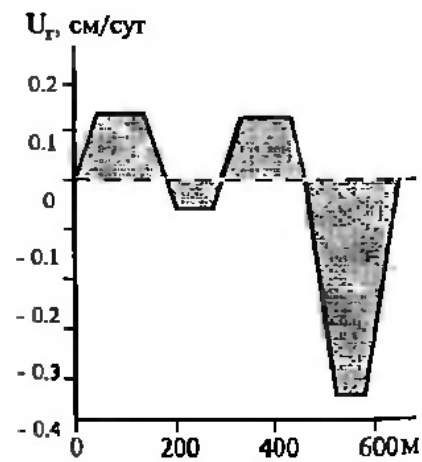


Рис. 4.5 Эпюра скоростей в приконцевой зоне ледника Северный Карасай

Впервые подобного рода явление наблюдал С. Гедин еще в 1905 г. на леднике Ямбулак (китайский Памир). Такие же эффекты наблюдались и на ледниках более мелких — Шумского, Медвежьем, Карабаткаке [Баков, 1983, Мягков, 1985].

В массиве Хан-Тенгри на сложнодолинном леднике Томур (длина 25.2 км, площадь 108.2 км^2) на 5 поперечных профилях, начиная с высоты 3158 м до 3862 м над ур.м., поверхностная скорость составляла от 8.2 (на конце ледника) до 56.1 м/год. Максимальная скорость достигала 62.6 м/год. Отношение годовой скорости к летней составило 0.7 [Glacier observation group., 1985]

Долинные и дендритовые ледники чутко реагируют на изменение внешней нагрузки (осадки, изменение баланса массы), что практически мгновенно отражается на режиме скорости [Камнянский, Чертанов, 1988]. Величины скорости зависят от того, к какой форме рельефа приурочен ледник. На ледниках сыртового обрамления (Семенова, Петрова, Северный Карасай) скорости в 3 — 5 раз меньше, чем у ледников, залегающих в глубоковрезанных долинах-грабенах (Северный и Южный Иныльчек, Каинды), у которых явление подпруживания носит более активный характер.

У ледников пульсирующего типа (о них будет сказано ниже) в разные фазы скорости отличаются на порядок. В фазу пульсации происходит резкое увеличение скорости движения льда, а в последующие стадии (восстановления) в нижней части ледника (зона деградации) скорости движения падают до минимума. Так, на леднике Шокальского (площадь 11.0 км^2, Заилийский Алатау) скорости движения до подвижек 1951 и 1971 г. были всего 10 — 16 м/год и возрастали до 100 — 200 м/год в периоды подвижек. При этом нарастание скоростей происходило постепенно в течении 5 лет: 1966/67 г. — 17 — 20 м/год; 1967/68 г. — 25 — 35; 1968/69 г. — 59; 1969/70 г. — 70 — 72 и в 1970/71 г. — 172 м/год [Макаревич, Федулов, 1974]. При более резких и катастрофических подвижках, какие наблюдались на дендритовом леднике Мушкетова (площадь 75.0 км^2, хребет Сары-Джаз), в 1956/57 г. скорость движения ледника как минимум составляла 350 м/год, а спустя 10 лет она не превышала 15 м/год. Иногда на этих ледниках в фазу восстановления в нижней части ледника один или несколько притоков начинают пульсировать и скользить по телу главного ствола. Так, уже в 1980-х г. третий левый снизу приток ледника Мушкетова внедрился в тело главного ствола и продвинулся по нему на 2 км. Скорость движения притока составляла 150 — 160 м/год, а основного тела — 35 м/год [Баков, 1982].

Другой особенностью движения является прохождение по леднику кинематических (паводочных) волн, которые часто сопровождают подвижки, но скорость их еще выше. Так, на леднике Богатырь (Заилийский Алатау) наблюдали прохождение волны со скоростью 1500 м/год, при этом величина мгновенной скорости достигала 3 — 5 см/час [Казанский, Федулов, 1990]. На более активных ледниках, каким является ледник Медвежий (Памир), зарегистрированы еще более высокие скорости движения — 20 — 30 см/час.

4.1.3 Движение ледников плоских вершин

Ледники плоских вершин довольно широко распространены на Тянь-Шане и приурочены к выровненным столообразным гребням хребтов Джетымбель, Борколдой, Ак-Шыйрак, Терскей-Алатау, Кокшалтау, Заилийский Алатау. О режиме скорости таких ледников можно судить только по наблюдениям на самом крупном из них — леднике Григорьева (площадь 7.4 км^2, хребет Терскей-Алатау). По данным Г.А. Авсюка [1950] и О.Н. Виноградова [1962], движение льда в плосковершинных ледниках, подобно ледни-

Неподвижный край ледника Григорьева, подпертый фронтальной мореной

ковым куполам полярных стран, происходит в виде прогрессирующего растекания от центра (или сверху) к периферии. Свыше 80% площади ледника занимают зоны со скоростями движения льда в 1 — 2 м/год (Г.А. Авсюк для этой зоны приводит величины в несколько см/год). Скорости 2 — 5 м/год приурочены в основном к понижениям рельефа и к периферийным участкам. Даже в летнее время здесь скорости движения льда редко превышают 3 см/сут. Скорости 10 — 15 м/год характерны только для выводных участков ледника. Они служат зонами разгрузки для плосковершинных частей. Выводным участкам присущи максимальные скорости скольжения, о чем свидетельствуют классические подковообразные моренные комплексы, оконтуривающие выводные ледники и указывающие на значительную эрозионно-аккумулятивную работу. Край же ледников плоских вершин "значительно менее динамичен и, по-видимому, может сохранять стабильность не меняя своего положения в ответ на такие колебания климата, которые вызывают наступания долинных ледников на сотни метров" [Соломина, 1990, с. 147].

Можно констатировать, что тянь-шаньские ледники имеют относительно невысокие скорости движения, но сильно отличающиеся для разных типов: от 2 — 10 (ледники плоских вершин, каровые, висячие) до 15 — 150 м/год (ледники долинные, дендритовые).

4.2 Энергия оледенения, время массообмена и районирование ледников по степени их активности

Индекс активности [Meier, 1962], или энергия оледенения [Шумский, 1947], отражает климатические условия существования оледенения. Величина энергии оледенения у тянь-шаньских ледников невелика, в среднем составляет 3 — 7 мм/м (табл. 4.3) и близка центрально-азиатским ледникам (Тибет, Нань-Шань), у которых она также в пределах 2 — 4 мм/м, что указывает на общность климата и режима ледников гор Центральной Азии. В целом ее распределение отражает характер распределения атмосферных осадков на Тянь-Шане. Так, в периферийных хребтах (Пскемском, Чаткальском, Ферганском, Киргизском, Заилийском), где годовая аккумуляция составляет 1000 — 1500 мм осадков величина энергии оледенения в 2 — 4 раза выше (4 — 7 мм/м), чем в хребтах Внутреннего и Центрального Тянь-Шаня (2 — 3 мм/м), в которых аккумуляция составляет всего 600 — 800 мм.

Таблица 4.3

Величина энергии оледенения некоторых ледников Тянь-Шаня.

Ледник	Морфологический тип	Хребет	Речной бассейн	Энергия оледенения, мм/м
Баркрак средн.	карово-долинный	Пскемский	р. Сырдарья	6
Голубина	долинный	Киргизский	р. Чу	4.4
Кулуган-Таш	долинный	Кунгей Алатау	оз. Иссык-Куль	3.6
Туюксу	долинный	Заилийский	оз. Балхаш	5.4
(сев. ветвь)	сложнодолинный	Каинды-Катта		7
Дмитриева	долинный	-"-		4.8
Карабаткак	долинный	Терскей Алатау	оз. Иссык-Куль	6.6
№131	карово-долинный	-"-		4
Кызылсу	долинный		р. Тарим	6.8
Григорьева	плоско-вершинный		р. Сырдарья	7
Западный Суек	долинный	Джетымбель	-"-	3.3
Сары-Тор	долинный	Ак-Шыйрак		3.6
Давыдова	сложнодолинный			2.2
Оройсу	сложнодолинный	Койлю	р. Тарим	2.5
Сары-Бет	долинный	Адыртор	-"-	2
Семенова	дендритовый	-"-		2.5
Южный Иныльчек	дендритовый	Иныльчек		3
Шокальского	сложнодолинный			2
Каинды	дендритовый	Каинды-Катта		2.6

Поскольку величина энергии оледенения у тянь-шаньских ледников невелика, а именно от нее зависит в конечном итоге их активность, то закономерны и малые величины скоростей движения и велико время оборота массы льда в них (табл. 4.4)

Таблица 4.4

Минимальное время оборота массы льда в некоторых ледниках Тянь-Шаня.

Ледник	Морфологический тип	Длина ледника, км	Средняя скорость, м/год	Время оборота массы годы
Голубина	долинный	5.6	15.0	370
Карабаткак	долинный	3.2	12.0	265
Туюксу	долинный	5.0	11.5	435
Маметовой	карово-висячий	1.1	5.0	220
Корженевского (правая ветвь)	сложнодолинный	11.2	15.0	745
Шокальского (Заилийский)	сложнодолинный	5.0	15.0	335
Западный Суек	долинный	2.7	3.0	900
Давыдова	сложнодолинный	6.0	20.0	300
Кызылсу	долинный	5.0	15.0	335
Без названия	висячий	0.5	2.5	200
№152	карово-висячий	1.3	6.5	200
№157	каровый	1.0	6.0	165
Майский	карово-долинный	1.5	8.0	185
Петрова	дендритовый	14.0	25.0	560
Семенова	дендритовый	21.0	25.0	840
Королькова	долинный	2.8	11.0	250
Южный Иныльчек	дендритовый	60.0	115.0	520

Таблица 4.5 Оценка некоторых ледников Тянь-Шаня по степени их активности.

Физико-географический район Тянь-Шаня	Хребет	Ледник	Энергия оледенения		Скорость движения		Величина отступания		Время оборота		Индекс континентальности		Индекс увлажненности		Сумма баллов	Район
			мм/м	баллы	мм/год	баллы	мм/год	баллы	лет	баллы	инд.	баллы	инд.	баллы		№№
Западный	Пскемский	Баркарак	6	5	9	2	7.5	4	300	5	0.88	1	0.72	1	18	III
Северный	Киргизский	Голубина	4.4	3	15	3	10	3	370	4	0.83	5	1.4	4	22	II
	Заилийский	Ц.Туюксу	5.4	4	11.5	3	11	3	435	3	0.83	5	1.49	4	22	II
		Корженевс	6.4	5	15	3	12.5	2	745	1	0.87	2	1.22	3	16	III
	Терскей-Алатау	Карабаткак	6.6	5	12	3	5.5	5	265	5	0.83	5	1.37	4	27	I
		Кызылсу	6.8	5	15	3	8	4	335	5	0.86	3	1.47	4	24	I
Внутренний	Джетымбель	Зап.Суек	3.3	2	3	1	3	5	900	1	0.86	3	1.45	4	16	III
	Ак-Шыйрак	Давыдова	2.2	1	20	5	17.5	1	300	5	0.89	1	1.45	4	17	III
Центральный	Ак-Шыйрак	Майский	4	3	8	1	4	5	185	5	0.87	2	0.87	2	18	III
	Койлю	Оройсу	2.7	1	10	2	8.5	4	400	4	0.88	1	1.02	2	14	IV
	Адыртор	Сары-Бет	2	1	10	2	7.5	4	565	2	0.87	2	0.92	2	13	

В различных по длине и морфологии ледниках время оборота массы варьирует от 165 до 900 лет. У больших и малых ледников время массообмена разное. У небольших ледников карово-висячего типа время оборота массы льда относительно невелико и они наиболее быстро реагируют на климатические изменения в высокогорной зоне. Поэтому ледники малых размеров в относительно невысоких хребтах (Сандалашский, Ферганский, Молдо, Нарын, Постышева и др.) исчезли за последние 100 – 150 лет наиболее быстрого потепления климата со времени Малого ледникового периода

В связи с большой локальной изменчивостью осадков и годовой аккумуляции снега по территории горной страны изменчивость энергии оледенения также велика. Так, в хр. Терскей-Алатау, наветренном по отношению к оз. Иссык-Куль, величина энергии оледенения даже выше, чем у ледников периферийных хребтов северо-западной экспозиции.

Районирование ледников Тянь-Шаня по степени их активности проведено по следующим признакам: энергии оледенения; средней скорости движения; величине отступания фронта; минимальному времени оборота массы льда; индексу континентальности; индексу увлажнения, как показателя удаленности объекта от океана. Все показатели оценивались по 5-балльной шкале оценок. По наиболее изученным и репрезентативным долинным ледникам Тянь-Шаня, у которых прослеживается хорошая связь между энергией оледенения и скоростью движения льда в леднике ($r_{x,y} = 0.75 \div 0.84 \pm 0.12$), составлена характеристика из названных признаков и дана оценка их динамических свойств по сумме набранных баллов (табл. 4.5).

По сумме баллов ледники разделились на четыре градации : I — 24 и более баллов; II — 23,9 — 20,0; III — 19,9 — 16,0; IV — менее 15,9 баллов. Соответственно по сумме баллов выделено 4 района (в пределах территории бывшего СССР), отличающиеся друг от друга степенью активности ледников (рис. 4.6):

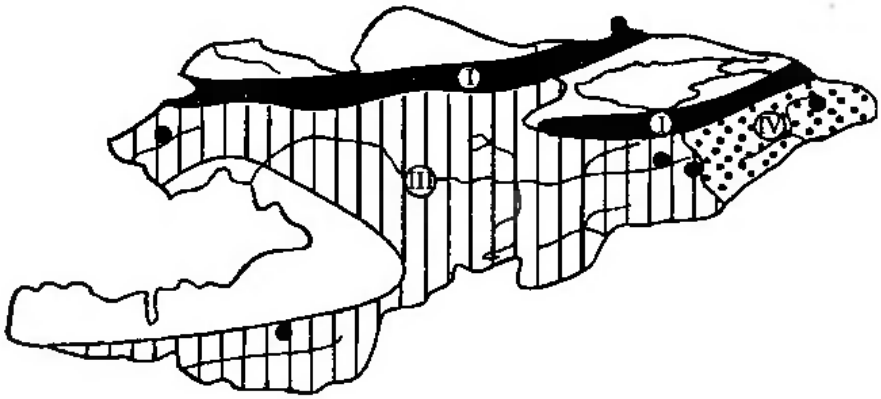


Рис. 4.6 Схема районирования ледников Киргизского Тянь-Шаня по степени их активности в баллах: I — 24 и более; II — 23.9-20.0; III — 19.9-16.0; IV— менее 15.9

I — наиболее активные ледники хребта Терскей-Алатау (юг Иссык-Кульской котловины);

II — Северный Тянь-Шань (северные склоны Киргизского и Заилийского хребтов);

III — Западный и Внутренний Тянь-Шань;

IV — Центральный Тянь-Шань (ледники наименьшей активности).

В силу мозаичности климатических и орографических условий имеются существенные различия в степени динамической активности ледников. Фоновые показатели района Терскей-Алатау (I район) имеют наивысший балл не только в пределах периферийной зоны, но и во всем Тянь-Шане. По-видимому, это связано с дополнительным влиянием оз. Иссык-Куль, которое усиливает климатическое влияние в виде дополнительного количества местных осадков, в результате пояс максимальных осадков сдвигается в сторону гляциальной зоны.

Ледники Центрального Тянь-Шаня (бассейн р. Сары-Джаз) реагируют только на крупные проявления климатических возмущений, так как кратковременные климатические изменения не успевают повлиять на динамику концов ледников из-за длительного периода оборота массы.

Поскольку ледники китайского Тянь-Шаня (по ним нет достаточного количества данных для включения в районирование), подобно ледникам Тибета и Нань-Шаня, имеют величины энергии оледенения порядка 2 — 4 мм/м, то можно предполагать, что по режиму активности они ближе к центрально-тянь-шаньским, и потенциально еще более консервативны. Косвенно об этом можно судить по динамике ледников массива Богдо-Ула, которые по данным китайских исследователей последний раз наступали примерно 3 тыс. лет назад [Gu Gongshu, Ding Jungxi, 1986], а в Малую ледниковую эпоху их заметного продвижения вперед не отмечено. В то же время, этот период активизации оледенения зафиксирован на территории Тянь-Шаня тремя стадиальными моренами.

4.3 Катастрофические подвижки ледников

Известно, что ледники Тянь-Шаня на протяжении более сотни лет имеют устойчивую тенденцию к сокращению. Однако на этом фоне отмечались немногочисленные подвижки отдельных ледников вниз по долине до нескольких километров. Сведения о таких внезапно наступающих (пульсирующих) ледниках Тянь-Шаня приводили Л.Г. Бондарев [1960], Л.Г. Бондарев, Р.Д. Забиров [1964], А. Осмонов [1968,1974]. Пульсирующим ледникам свойственны резко выраженные релаксационные колебания, приводящие к перестройке динамического режима ледника и перераспределению в нем вещества без существенных изменений общей массы [Гляциологический словарь, 1984].

4.3.1 История изучения и распространение пульсирующих ледников на Тянь-Шане

Впервые о катастрофически наступающем леднике на Тянь-Шане в бассейне р. Музарт (северо-восток Центрального Тянь-Шаня) сообщил в 1871 г. А.В. Каульбарс. По его описанию, "нижний конец ледника представлял картину полного разрушения; он прорван широкими и глубокими трещинами, поглотившими часть боковых морен. Везде в хаотическом беспорядке возвышаются целые ледяные скалы; по временам раздается громовой гул от вновь образующихся трещин" [Каульбарс, 1871, с. 176]. Еще раньше в 1857 г. П.П. Семенову путь к верховьям долины р. Адыртор преградил крутопадающий ледник, вылезший из боковой долины, который был "чрезвычайно разорван трещинами и буграми" Тело ледника вздымалось над дном долины на 60 — 100 м. Позднее этот ледник (№107) стал известен как пульсирующий, подвижка которого последний раз была зарегистрирована в 1960-е годы [Бондарев, Забиров, 1964]. В 1906 г. в бассейне р. Джангарт Г. Принц описывал наступающий ледник [Бондарев, 1971]. Чуть позднее в работе П.А. Грюше с соавторами [1915] сообщалось о наступлениях ледника (№22) в истоках р. Конорулен, который при землетрясении 1911 г. занял неестественное положение. М.А. Демченко [1936] в 1933 г. отмечал катастрофическое надвигание ледника Айрансу (бассейн р. Темирсу — китайский Тянь-Шань): "конец ледника представлял высокую отвесную стенку, над которой возвышаются ледяные пирамиды, столбы и пр. Конец ледника постоянно обваливается". Л.Г. Бондарев и Р.Д. Забиров [1964] отмечали, что в период с 1940 до 1960-х гг. на Тянь-Шане (территория СССР) наступали 6 ледников. В начале 1980-х гг. известны случаи о 12 катастрофических подвижках тянь-шаньских ледников, сосредоточенных в массиве Ак-Шыйрак и хребтах Центрального Тянь-Шаня [Долгушин, Осипова, 1982].

Среди тянь-шаньских ледников наиболее известны значительные подвижки ледников Мушкетова (на 4,5 км) и Карагюль в Восточном Тянь-Шане (на 5 км). Поскольку непосредственных регистраций подвижек ледников Тянь-Шаня немного, то в некоторых случаях для определения их величины мы пользовались или разновременными картматериалами, или равномерными и единичными аэрофотосъемками, по которым восстанавливались границы подвижек. Размеры этих подвижек (табл. 4.6) восстановлены по снимкам (вос.), картматериалам (карт.), аэро- или космическим снимкам (АФС) или зафиксированы непосредственно (неп.). Из таблицы видно, что основная масса ледников имела подвижки до 4 км и лишь 4 ледника, включая и Мушкетова, продвигались дальше. Наибольшая величина подвижки зафиксирована у ледника №77, тело которого продвинулось по леднику Северный Иныльчек на 7,4 км.

Таблица 4.6

Величины наиболее значительных подвижек некоторых пульсирующих ледников Тянь-Шаня

Ледник	Местонахождение (склон или бассейн)	Величина подвижки, км	Источник информации
Шнитникова	Сев. склон Кунгей-Алатау	0.9	неп.
Аксу Восточный	-"-	1.5	АФС, карт.
Богатырь	Заилийский Алатау	0.9	неп.
№88-91	Южн. склон Заилийского Алатау	1	АФС
№282	Сев. склон Терскей Алатау	0.6	вос.
№294	-"-	1.1	АФС
№278	Южн. склон Терскей Алатау	1.1	вос.
№286	-"-	1.5	вос.
№281		1	АФС
№61		0.8	АФС
Караколтор		2	АФС, карт.
Пальгова	Вост. склон Ферганского хребта	1.4	вос.
Нарзан	-"-	1.3	вос.
№182	Хр. Борколдой	1	вос.
№192-194	-"-	1.2	вос.
Южный Карасай	Массив Ак-Шыйрак	1.8	АФС
Северный Карасай	-"-	1	неп.
Петрова	-"-	1.2	АФС, карт.
№330	-"-	1.1	АФС
Безымянный	-"-	1.6	неп.
№333		1.6	АФС, карт.
Чомой		1.8	АФС, карт.
Джамансу		1	АФС, карт.
№99	Хребет Койлю	1.2	неп.
№161-162	-"-	0.7	АФС
№235		1	АФС
№238		2.1	вос.
Северный Иныльчек	Бассейн р.Иныльчек	3.5	АФС
№67	Хребет Сары-Джаз	0.9	АФС
№77	-"-	7.4	АФС
№201	Хребет Иныльчек	1.7	АФС
Канджайляу	-"-	1.8	неп., АФС
Каинды	Бассейн. р.Каинды	1.4	неп.
Наливкина	Хребет Кокшалтау (сев.)	1.2	вос.
№238	-"-	0.6	вос.
№219	-"-	1.7	вос., АФС
№399		1.6	вос.
№401-402	Хребет Кокшалтау	1.5	вос.

Исследования гляциально-нивальных систем с помощью аэрокосмической информации показали, что пульсации ледников довольно широко распространены во всех горных районах с развитым оледенением. Только в районе Центрального Памира насчитывают более 250 ледников пульсирующего типа [Рототаев, 1978]. Вообще, согласно М. Шарпу [Sharp, 1988], к пульсирующим относится около 4% существующих ледников. Если придерживаться этих оценок, исключая при этом ледники висячего и карового типов, которые, как показали многочисленные данные по другим регионам, практически не пульсируют, то на Тянь-Шане должно быть около 300 — 400 пульсирующих ледников, хотя в горных странах с небольшим оледенением пульсирующих ледников вообще не наблюдается (Пиренеи, Полярный Урал, горы Восточной Сибири и др.).

Оценка современного количества пульсирующих ледников Тянь-Шаня проведена согласно "Инструкции по составлению каталога пульсирующих ледников" [1982]. Их идентификация проводились по трем группам: а) ледники с бесспорно пульсирующим режимом; б) ледники с известными в прошлом единичными подвижками; в) ледники с отдельными признаками пульсаций. Всего на территории Тянь-Шаня (в пределах республик СНГ) обнаружено около сотни ледников, подверженных катастрофическим подвижкам. Из них к первой группе отнесено 12, ко второй — 3, остальные к третьей. Распределение их по территории неоднородно (табл. 4.7)

Таблица 4.7

Распределение пульсирующих ледников по бассейнам рек

Бассейны	Число пульсирующих ледников	
	Количество	% от общего числа
оз. Балхаш	11	11.3
р. Чу	10	10.3
р. Нарын (Сырдарья)	21	21.7
оз. Иссык-Куль	8	8.2
р. Сарыджаз (Тарим)	41	42.3
р. Кокшаал (Тарим)	6	6.2
Итого	97	100

Таблица 4.8

Распределение пульсирующих ледников по отдельным хребтам

Хребет	Пульсирующие ледники			
	Кол-во	в %	Площадь	в %
Киргизский	1	1	8.5	0.6
Заилийский	10	10.3	91.9	6.3
Кунгей Алатау	10	10.3	71.8	4.9
Терскей Алатау	19	19.6	146.2	10
Ферганский	6	6.2	21.9	1.5
Адыртор	1	1	35.1	2.4
Сары-Джаз	4	4.1	52.8	3.5
Койлю	7	7.2	42.4	3
Ак-Шыйрак	9	10.7	204.8	14.1
Борколдой	8	8.2	48.5	3.3
Иныльчек	5	5.2	43.3	3
Меридиональный	2	2.1	309.5	21.2
Каинды	3	3.1	106.4	7.3
Кокшалтау	12	12.4	274.1	18.8
Всего	97	100	1457.2	100

Около 65% пульсирующих ледников сосредоточено в бассейнах рек Сары-Джаз и Нарын. Причем в последнем они сосредоточены главным образом в средней части хребта Борколдой и массиве Ак-Шыйрак. Пульсирующие ледники здесь составляют 1.6% всего количества ледников, но занимают почти 23% от площади оледенения (табл. 4.8).

Более 40% (41.3%) всех пульсирующих ледников сосредоточено в трех хребтах: Терскей-Алатау, Кокшалтау и в массиве Ак-Шыйрак. На эти же хребты приходится около половины (42.9%) площади оледенения, занятой пульсирующими ледниками. Пульсирующие ледники приурочены к наиболее возвышенным частям хребтов или узлам оледенения (табл. 4.9). Это район междуречья Ак-Терек и Тон (запад) и Джеты-Огуз-Каракол (восток) в хребта Терскей-Алатау; бассейн р. Каракол — центральная часть хребта Барколдой; верховья рек Арпа-Карадарья — юго-восточная часть Ферганского хребта; западная часть хребта Койлю, а также чилико-кеминский (1), ак-шыйракский (2), победо-хантенгрийский (3), джунгарский (4) и ак-сайский (5) узлы оледенения. Аналогичные выводы были получены и по пульсирующим ледникам Таджикистана [Дильмурадов, Соколов, 1983].

Таблица 4.9

Высотные отметки некоторых хребтов в районе распространения пульсирующих ледников.

Хребет (склон)	Высота высшей точки хребта, м		Разность, м Δ
	Средняя	В районе пульсирующего ледника	
Заилийский Алатау	4280	4650	370
Кунгей-Алатау	4215	4515	300
Терскей-Алатау	4380	4745	365
Ак-Шыйрак	4660	4785	125
Борколдой (северный)	4360	4880	520
Сары-Джаз (северный)	4630	5535	905
Инылчек	5100	6060	960
Кокшалтау	4650	5360	710
Среднее	4530	5065	535

На участках сосредоточения пульсирующих ледников высотные отметки в среднем на 500 м выше, чем на участках, где не отмечены такие ледники. Там где пульсирующие ледники совсем отсутствуют (хребты Нарынтау, Джетымбель, Таласский и др.), гребни хребтов еще на 100 — 300 м ниже. С севера на юг и с запада на восток амплитуда высот между средними отметками гребня и подобными участками, где обнаружены пульсирующие ледники, возрастает практически в 2 — 3 раза. В этом же направлении, как известно, происходит увеличение с высотой градиента осадков и абсолютных высот снеговой границы на территории Внутреннего и Центрального Тянь-Шаня.

Основная масса пульсирующих ледников относится к долинному и сложнодолинному (включая дендритовые) типам, на долю которых приходится 92.8% количества и 96.6% площади всех пульсирующих ледников (табл. 4.10)

Таблица 4.10

Морфологические типы пульсирующих ледников

Морфологический тип	Количество ледников		Площадь, км^2	
	Число	%	общая	%
Карово-долинный	4	4.1	8.7	0.6
Котловинный	3	3.1	39.6	2.7
Долинный	53	54.6	307.5	21.1
Сложнодолинный	32	33	642.2	44.1
Дендритовый	5	5.2	459.2	31.5
Всего	97	100	1457.2	100

Все известные нам дендритовые ледники Тянь-Шаня (они же крупнейшие) относятся к пульсирующему или скрытопульсирующему типу [Айрапетьянц и др., 1974]. Наиболее представительны самые крупные ледники Тянь-Шаня Южный и Северный Иныльчек, имеющие значительную протяженность основного ствола. У первого из них во время катастрофических подвижек дополнительная масса отводится в долину Северного Иныльчека, в котловину подпруженного озера Мерцбахера. В период последней подвижки в конце 70-х годов в оз. Мерцбахера поступило около 15 млн м^3 льда с ледника Южный Иныльчек, в результате вся акватория озера (4 км^2) была забита айсбергами, что не наблюдалось в 1960-е годы.

На Северном Иныльчеке, также как и на крупных притоках Южного Иныльчека — ледниках Комсомольский, Пролетарский Турист, Звездочка — подвижки ледников-притоков затухают в теле основного ледника и не изменяют положение фронта главного ледника.

У ледников, подверженных катастрофическим подвижкам, величины отступания, как и продвижения вперед, в несколько раз выше чем у основной массы близрасположенных ледников. Так, например, ледники Караколтор, Западный Койлю и Борду Восточный (Ак-Шыйрак), расположенные сравнительно недалеко друг от друга, за период с 1943 по 1977 г. имели скорость отступания (правильнее именовать этот процесс разрушением фронта) 30 — 45 м/год, тогда как основная масса обычных ледников долинного типа за этот отрезок времени имела скорости отступания в 5 — 10 раз меньше (3 — 8 м/год). Ледник Караколтор с 1956 по 1959 г. отступал со скоростью 130 — 150 м/год, а ледник Северный Карасай в период с 1969 по 1974 г. — со скоростью 78 м/год. Более крупные пульсирующие ледники, например, архипелага Шпицберген, отступают со скоростью 90 — 350 м/год.

Однако некоторые пульсирующие ледники после подвижек имеют скорости отступания близкие к величинам отступания обычных долинных ледников. Дендритовый ледник Мушкетова в верховье р. Адыртор после подвижки 1956 — 1957 гг. в течение 22 лет отступал с очень незначительными для этого ледника скоростями — 8 — 15 м/год, что было обусловлено взаимоотношением основного ствола ледника с его притоками [Баков, 1982].

4.3.2 Катастрофические подвижки ледников Тянь-Шаня в XX столетии

Мало приходилось непосредственно наблюдать и точно определять начало подвижек ледников, тем не менее анализ литературных источников и АФС позволяет сделать некоторые выводы о времени (или периодах) этих подвижек. Из 35 случаев, выявленных с начала века, подвижек их раскладка по 20-летиям выглядит следующим образом: 1900 — 1920 гг. — 4 подвижки, 1920 — 1940 гг. — 2, 1940 — 1960 гг. — 17, 1960 — 1980 гг. — 9 и после 1980-х годов — 3 подвижки. Наибольшее число подвижек приходится на период 1940 — 1960 гг. с затуханием к 1990-м годам и с максимумом с 1950 по 1970-е годы. На эти же годы приходится замедление темпов отступания и небольшие продвижения, а в ряде случаев набухание поверхности ледников. Подобная активизация имела место и в начале века, когда одновременно с общим наступанием ледников были зарегистрированы и катастрофические подвижки [Бондарев, 1971].

Анализ распределения осадков по годам с начала века и числа дней с действием осадкообразующих ЭЦМ (элементарных циркулярных механизмов, по Дзердзеевскому) показывает, что периоды повышенного количества осадков, зональный тип ЭЦМ, приходятся на начало столетия (1900 — 1915 гг.) и на период с 1950 по 1965 г. [Баков, 1985]. К этим же периодам приурочено и наибольшее число подвижек пульсирующих ледников . О пульсациях в начале века, естественно, данных меньше в силу ограниченности информации.

На первых этапах исследователи пульсирующих ледников выдвигали множество причин и гипотез, объясняющих их "нетипичное" поведение. Среди них называлась и быстрая разгрузка фирновых бассейнов, и наличие водной смазки на ложе, и внутренний разогрев, и изменение напряжений и деформаций в леднике, и подпруживание, и прохождение кинематических волн, а также сейсмические причины и др. [Кренке, 1974; Sharp, 1988]. К ним же можно отнести взаимодействие основного ствола ледника с его притоками в системе сложных ледниковых структур. Но все они так или иначе отрицали влияние климатических факторов [Долгушин, 1968]. Однако многолетние исследования этого же автора на пульсирующем леднике Медвежий позволили несколько смягчить формулировку о причинах пульсации ледников, согласно которой последние "контролируются взаимодействием внешних факторов". Однако вопрос о связи ледниковых пульсаций с изменением климата, по мнению авторов монографии о пульсирующих ледниках, остается открытым [Долгушин, Осипова, 1982]. Многообразие механизмов пульсаций скрывает проявление прямой их связи с изменениями климата, но периодичность пульсаций или ее нарушение имеют явно климатические причины, что было показано на примере расчета баланса массы ледника Медвежий [Дюргеров и др., 1985]. Об этом же говорит и статистика роста количества подвижек в периоды увеличения осадков на территории Тянь-Шаня. Так, улучшение климатических условий в 1986/87 балансовом году, когда отрицательный баланс массы ледников за последнее десятилетие был наименьшим (исключая сезон 1989 — 90 гг.), пульсирующий ледник Западный Аксу в 1988 г. продвинулся на 28 м, а в 1960-е гг., когда наблюдались случаи с положительным балансом массы, наступали несколько ледников Киргизского Алатау и Заилийского Алатау.

В условиях континентального климата, изолированности и удаленности от обширных водных бассейнов и малой энергии оледенения ледники Тянь-Шаня обладают по сравнению с ледниками других горных стран малыми скоростями движения льда. Однако они сильно отличаются у ледников разных морфологических типов и размеров и колеблются от 2 — 10 (висячие, каровые, плоских вершин) до 20 — 130 м/год (долинные, сложнодолинные, дендритовые). Из-за малых скоростей движения, длительности оборота массы тянь-шаньские ледники малоактивны и реагируют только на крупномасштабные изменения климата за исключением ледников наиболее увлажненных районов Северного и Западного Тянь-Шаня, южного обрамления Иссык-Кульской котловины и крупных долинных, занимающих большой диапазон высот. Последнее характерно для всего Тянь-Шаня и отражает тот факт, что абсолютная высота является главным аргументом изменений прихода-расхода тепла и массы (аккумуляция снега-абляция). Чуть менее 2% ледников Тянь-Шаня можно отнести к пульсирующим. Это наиболее крупные ледники и их общая площадь составляет ориентировочно 10% общей площади оледенения. Все дендритовые и некоторые сложнодолинные ледники Тянь-Шаня можно отнести к пульсирующим. Они приурочены к наиболее высоким хребтам и массивам компактного оледенения. Поэтому вертикальная протяженность ледников (размер и площадь являются производными от высотного диапазона оледенения) служит на Тянь-Шане главным показателем типа динамической реакции ледников на климат. Периоды между катастрофическими подвижками непостоянны в связи с изменениями климатических условий. Типично возрастание случаев пульсаций в периоды роста чистой аккумуляции снега на ледниках, т.е. при положительном балансе массы.

Глава 5.

БАЛАНС МАССЫ ОТДЕЛЬНЫХ ЛЕДНИКОВ И БАССЕЙНОВ

Михаленко В.Н., Дюрсеров М.Б. (Россия, Москва),
Лю Шаохай (Китай, Ланьчжоу)

По продолжительности непрерывных измерений баланса массы Тянь-Шань занимает первое место среди горно-ледниковых систем Азии, и внимательный анализ результатов измерений может восполнить имеющийся пробел в знаниях о режиме ледников в условиях континентального климата.

5.1 Изученность баланса массы

Измерение баланса массы — наиболее трудоемкий процесс из всех видов работ на ледниках. Именно поэтому он определяется всего на нескольких ледниках. Как правило, эти объекты не являются строго репрезентативными, а были выбраны из соображений близости к исследовательским центрам. Именно на таких небольших ледниках как Туюксу, Голубина, Карабаткак, Ледник №1 проводятся многолетние измерения составляющих баланса массы. Однако в течение последних 40 лет эпизодические измерения баланса массы были выполнены на всех типах ледников в разных частях Тянь-Шаня. Анализ разной по продолжительности, а часто и по методике, информации позволяет с разной степенью детальности и точности оценить современное состояние и процессы формирования баланса массы почти всех районов горной страны.

Режим ледников (баланс массы, водный и тепловой балансы) более тщательно изучен в периферийных районах Западного, Северо-Западного и Восточного Тянь-Шаня вблизи крупных городов и центров хозяйственного освоения. Наиболее высокая, труднодоступная и отдаленная часть Внутреннего Тянь-Шаня, несущая основное оледенение, изучалась эпизодически.

Северный Тянь-Шань

Хребет Заилийский Алатау — самый северный на Тянь-Шане, где существует современное оледенение. Бассейн Туюксу на северном склоне этого хребта служит основным научным гляциологическим полигоном Северного Тянь-Шаня [Оледенение Заилийского Алатау, 1969; Ледники Туюксу, 1984; Макаревич и др., 1985].

Благодаря работам Н.Н. Пальгова впервые для Тянь-Шаня были установлены связи между величиной таяния и температурой воздуха, выполнены расчеты верхнего предела таяния на ледниках, проведено сравнение величины таяния чистого льда и покрытого слоем морены. В результате Н.Н. Пальгов впервые для Тянь-Шаня оценил баланс массы ледника Туюксу за период 1937 — 1953 г. [Пальгов, 1958].

С 1956 г. здесь проводятся непрерывные измерения баланса массы и проверяются новые методы расчета характеристик баланса массы и ледникового стока [Уваров, 1989; Волошина и др., 1992; Макаревич и др., 1992, Дюргеров и др., 1993].

Центральный и Внутренний Тянь-Шань

Первые результаты наблюдений за таянием снега и льда были получены здесь во время работ по программе 2 МПГ (1932 — 1933гг.) [Давыдов, 1927; Калесник, 1935; Калесник, Эпштейн, 1935].

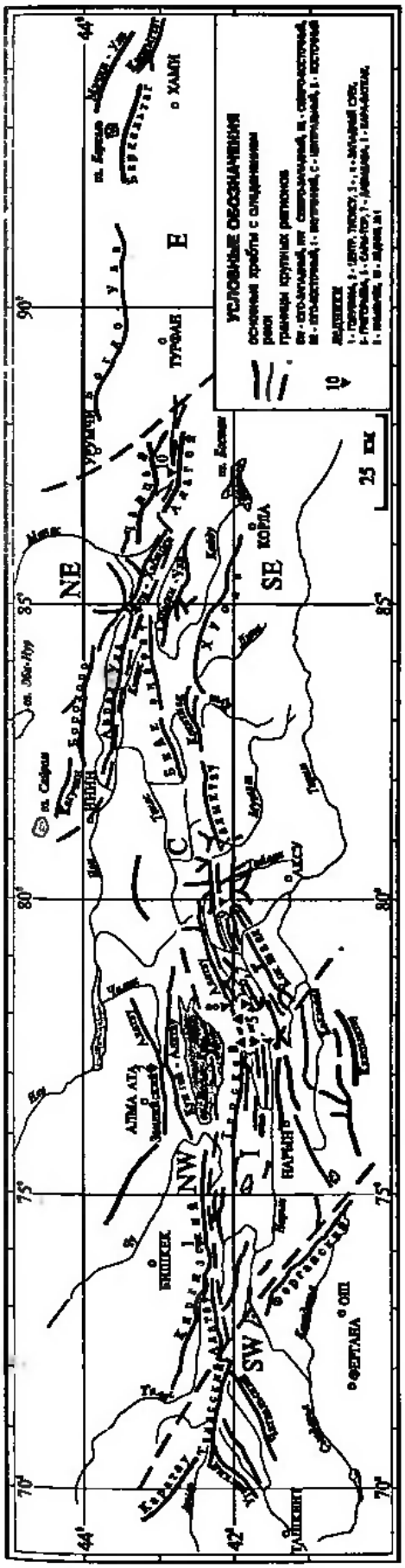
После создания в 1947 г. Г.А. Авсюком Тянь-Шаньской физико-географической станции Института географии АН СССР были начаты стационарные наблюдения на леднике Карабаткак, организованы гляциологические экспедиции на ледники Внутреннего Тянь-Шаня в массив Ак-Шыйрак, ледники плоских вершин южного склона в хр. Терскей-Алатау, ледники Мушкетова, Семенова, Иныльчек и др. [Авсюк, 1950а, 1950б, 1952]. Во время МГГ и МГД, и в последующие годы были проведены детальные исследования водно-ледового баланса на многих ледниках массива Ак-Шыйрак и хр. Терскей-Алатау [Диких, Михайлова, 1976; Диких, 1978, 1982; Забиров, 1975; Ледник Тургень Аксу, 1976, Дюргеров, Ушнурцев, 1988; Дюргеров, Ушнурцев, Чичагов, 1991; Михаленко, 1989; Ушнурцев, 1991, Михаленко, Ушнурцев, 1990]. Благодаря этим работам удалось оценить баланс массы отдельных хребтов и массивов оледенения Центрального Тянь-Шаня [Диких и др., 1991; Кузьмиченок, 1989; Михаленко, 1990].

Западный Тянь-Шань

Наблюдения на ледниках в этом районе в основном велись для получения гидрологических прогнозов и потому баланс массы ледников измерялся только эпизодически и не столь детально, как в других районах Тянь-Шаня. Однако этого было достаточно для разработки методов расчета баланса массы ледников с использованием преимущественно климатической информации [Глазырин, 1985, 1991; Коновалов, 1986, 1988]. Наиболее изучен режим ледников в бассейне р. Пскем [Щетинников, 1976]).

Восточный Тянь-Шань (территория Китая)

Изученность оледенения восточной части Тянь-Шаня значительно хуже. Наиболее полный комплекс гляциологических измерений проводится на ледниках верховьев бассейна р. Урумчи. Здесь с 1959 г. функционирует Тянь-Шаньская гляциологическая станция Института гляциологии и геокриологии в Ланьчжоу АН КНР (IGGL), в программе которой предусмотрены стационарные массбалансовые, гидрологические и метеорологические наблюдения, геофизические и геодезические работы на Леднике №1 и в его бассейне [Xie Zichu et al., 1965; Zhang Wenjing, Xie Zichu, 1983; Liu Chaohai et al., 1991].



5.1 Карта объектов изучения баланса массы ледников

На двух ледниках массива Богдо в течение летнего полевого сезона 1981 г. совместная японско-китайская гляциологическая экспедиция [Ageta et. al., 1983]. проводила измерения абляции, летней аккумуляции и метеорологических элементов, что позволило получить представление о связи климатических условий с балансом массы ледников этого района и оценить водный баланс и ледниковый сток [Kang Ersi, 1983].

Гляциогидрологическая экспедиция IGGL в районе пика Томур, проведя наблюдения за абляцией снега и льда на ледниках, установила, что на долю ледниковой составляющей приходится 76% суммарного стока [Mount Tuomer Scientific Expedition, 1984]. Были также получены эмпирические связи абляции ледников с радиационным балансом и температурой воздуха [Kang Ersi, 1980].

5.2 Баланс массы отдельных ледников

На нескольких репрезентативных ледниках Тянь-Шаня проводятся измерения баланса массы с конца 1950-х — начала 1960-х г. Эти данные представляют наибольшую ценность для анализа режима оледенения всего Тянь-Шаня. Кроме того, измерения баланса массы в течение нескольких лет или месяцев проводились на ледниках разных морфологических типов и размеров в разных частях горной системы (рис. 5.1) Эти отрывочные данные также важны, поскольку дополняют непрерывные измерения на репрезентативных ледниках и дают пространственную картину поведения разнообразных ледников в разных частях горной страны.

Ледник Центральный Туюксу (далее Туюксу) (43°00'N; 77°06'E) и его бассейн расположены в 30 км к югу от г. Алма-Ата (см. рис. 5.1). Река Малая Алматинка, вытекающая из бассейна впадает в р. Каскелен, левый приток р. Или (бассейн оз. Балхаш). В бассейне Туюксу находится 10 ледников общей площадью 7.9 км^2 (41% площади бассейна). При этом около 2.2 км^2 площади покрыто моренными отложениями.

С 1956 г. на леднике Туюксу проводятся измерения годовой аккумуляции c_t, годовой абляции a_t по стандартной методике [Оледенение Заилийского Алатау, 1969; Ледники Туюксу, 1984]. Для измерения абляции снега и льда, аккумуляции зимнего и летнего снега использовалось ежегодно от 130 до 150 реек и несколько шурфов. Сезон аккумуляции на высоте границы питания в высотном поясе 3.7 — 3.8 км начинается в среднем многолетнем 6 сентября (изменяется в пределах от 21 августа по 22 сентября в разные годы) и продолжается до 12 июня (изменяется в пределах с 2 по 24 июня в разные годы).

В летние периоды измерения по рейкам и шурфам проводились в среднем 2 — 4 раза в месяц, а в зимнее время 1 раз в месяц. Расчеты c_t, a_t и баланса массы b_a проводились по 100-метровым высотным интервалам. За 34 года баланс массы ледника Туюксу равен —374 мм водного эквивалента (Табл. 5.1).

Ледник Карабаткак. Балансовые работы на леднике Карабаткак (42°08'N; 78°16'E), расположенном в верховьях долины р. Чон-Кызылсу (бассейн оз. Иссык-Куль), были начаты в 1957 г. сотрудниками Тянь-Шаньской физико-географической станции АН Киргизии. Для определения баланса массы использовался гляциогидрологический метод. Приходная часть определялась по градиенту осадков, измеренных на ледниковой и неледниковой частях бассейна, а расход вычислялся из величины стока на замыкающем створе и по величине таяния, измеряемой на средней части языка ледника. Баланс массы ледника получен как остаток между величиной осадков в области преимущественной аккумуляции и стоком с ледника [Диких, 1982; Диких, Михайлова, 1976]. За период с 1957 по 1991 г средний годовой баланс массы равен —398 мм (табл. 5.1) Начиная с 1973 г. не отмечено ни одного случая с положительным балансом массы.

Ледник Карабаткак в долине р. Чонкызылсу (1970 годы)

Ледник №1 (43°05'N; 86°49'E) имеет два фирновых бассейна и два сливающихся языка. Восточная ветвь имеет площадь 1.163 км^2, западная — 0.677 км^2. Ледник расположен в хребте Тиангер в верховьях р. Урумчи в 120 км к югу от г. Урумчи (рис. 5.1). Небольшое количество годовых осадков и аккумуляции снега и смещение их пика на летние месяцы характеризуют Ледник №1 как наиболее континентальный по сравнению с другими репрезентативными ледниками в горах Тянь-Шаня. Наблюдения за балансом массы (в комплексе с другими) были начаты в 1959 г. и прерывались на время "культурной революции" (1967 — 1978 гг.). За этот период результаты расчета представлены в работах [Liu Chaohai et al., 1991; Zhang Jinhua, 1981]. За весь период измерений баланс массы отрицательный и равен — 135 мм в год (табл. 5.1).

Ледник №1 в бассейне реки Урумчи

Таблица 5.1

Составляющие баланса массы ледников Туюксу, Голубина, Карабаткак и №1, мм водн. экв.

Годы	Туюксу				Карабаткак			№1			Голубина			
	c_t	a_t	b_a	ELA	c_t	a_t	b_a	c_t	a_t	b_a	c_t	a_t	b_a	ELA
1957	1070	1220	-150	3760	548	579	-31	–	–	–	–	–	–	–
1958	1250	920	330	3670	728	666	62				–		–	–
1959	970	1390	-420	3800	737	1081	-344	543	456	87	–		–	
1960	1090	1190	-100	3740	666	957	-291	608	796	-188	–	–	–	
1961	920	1480	-560	3820	474	1280	-806	630	663	-33	–	–	–	
1962	870	1560	-690	3840	656	742	-86	624	791	-167	–		–	
1963	1290	850	440	3640	666	706	-40	633	399	235	–		–	
1964	1320	800	520	3600	893	749	144	589	587	2	–		–	
1965	1160	1210	-50	3730	711	752	-41	650	276	375	–		–	–
1966	1120	1080	40	3740	879	1035	-156	511	885	-374	–		–	–
1967	1280	1050	230	3720	796	786	10	608	678	-69	–	–	–	
1968	810	1590	-780	3840	613	1265	-652	545	1001	-457	–		–	
1969	1210	1000	210	3720	665	665	0	647	499	148	–		–	–
1970	1130	1020	110	3790	619	801	-182	539	852	-313	–		–	
1971	980	1340	-360	3820	722	574	148	625	523	102	–		–	–
1972	970	840	130	3730	610	557	53	669	407	262	343	452	-109	3690
1973	1010	1300	-290	3800	496	1249	-753	503	1211	-707	510	901	-391	3835
1974	790	1410	-620	3860	632	683	-51	606	720	-24	394	856	-462	3960
1975	950	1400	-450	3840	505	980	-475	747	459	306	601	837	-236	3900
1976	780	1500	-720	3860	444	1285	-841	517	488	29	501	898	-397	3940
1977	850	1950	-1100	3840	371	1235	-864	714	534	180	764	1086	-322	3900
1978	790	2270	-1480	4210	406	1582	-1176	441	551	-110	394	856	-462	3950
1979	930	1450	-520	3850	573	1074	-501	462	546	-76	790	1079	-289	3860
1980	880	1510	-630	3850	670	1034	-364	390	725	-337	850	1350	-500	3920
1981	1100	990	110	3760	577	1024	-447	536	1188	-655	759	672	87	3795
1982	890	1580	-690	3820	323	1107	-784	656	701	-49	422	694	-270	3820
1983	1170	1720	-550	3930	211	1159	-948	668	568	108	567	789	-222	3870
1984	710	1960	-1250	4050	235	1807	-1572	455	538	-83	651	1136	-485	4000
1985	770	1320	-550	3840	263	1555	-1292	478	1090	-612	651	1208	-557	3840
1986	1130	1650	-520	3850	663	1055	-392	482	1151	-669	685	1057	-372	4005
1987	930	1270	-340	3800	432	1114	-682	474	650	-175	–	–	152	
1988	1090	1700	-610	3835	791	1247	-456	463	1106	-644			-432	3870
1989	820	1280	-460	3825	691	1087	-396	578	473	105	–		-422	3780
1990	920	1880	-960	3885	730	1508	-778	596	544	52	–		-760	3900
1991			-1100	3950	–		-398	456	1162	-706			-722	3850
1992			-240	3800			-352	605	587	18	–		-454	3830
1993			602	3632			-185			-29			-276	3810
Среднее	999	1373	-364	3814	762	1160	-430	565	704	-128	592	925	-359	3886
Среднее квадратическое отклонение	169	349	498	109	175	314	416	88	262	308	161	232	217	84
C_v	0.17	0.25		0.03	0.23	0.27		0.16	0.37		0.27	0.25		0.02

Тридцатилетний ряд баланса массы по Леднику №1 показывает, что с 1959 по 1968 гг. был существенно отрицательный баланс массы (−56 мм/год), с 1969 по 1978 гг. баланс массы был близок к стационарному (−8 мм/год), а общая убыль за 10 лет составила всего 6% суммарной убыли за весь период. За это 10-летие средняя температура понизилась на 0.3°С, а годовое количество осадков возросло на 8 мм (по данным наблюдений на метеостанции "Дашику"). Убыль массы резко возросла за 1979 — 1988 гг. и составила 69.1% ее суммы за 30 лет.

Фронт Ледника №1 в бассейне р. Урумчи. На переднем плане вход в тоннель, где проводились гляциодинамические измерения (лето 1989 г)

Ледник Голубина (42°27'N; 74°30'E) расположен на северном склоне Киргизского хребта в верховьях р. Ала-Арча. Его общая длина 4,9 км, площадь 6,21 км^2. Отметка конца языка 3290 м, высшая точка 4350 м [Ермолов, Солодков, Фирсов, 1986]. Ледник принимает три притока. Кроме того, со склонов, обрамляющих область питания, спускаются склоновые ледники. Область питания отделена на высоте 4050 м от языка ледопадом высотой 170 м, левая часть языка заморенена.

Регулярные наблюдения на леднике были организованы в 1958 г. Управлением гидрометслужбы Киргизской ССР. С 1960 по 1965 г. измерения баланса массы носили эпизодический характер и только с 1970 г. проводятся непрерывно по стандартной методике. В первые годы данные были получены расчетным путем без учета процессов, происходящих в фирновой области, кроме того, методика измерений и расчета изменялась и поэтому публикуемые данные неоднократно уточнялись [Айзин, Максимов, Солодков, 1983; Ермолов, 1990].

Измерения аккумуляции на языке ледника в зимнее время проводятся ежемесячно при площадных снегомерных съемках. Величина b_w определяется при весенней снегосъемке на языке ледника и в ряде шурфов в фирновой области. Учитываются также данные по 4 суммарным осадкомерам, расположенным в интервале высот 3300 — 4320 м. Наблюдения за абляцией проводятся на языке ледника по 35 — 40 рейкам. Суточные измерения таяния снега и льда в течение всего сезона абляции производятся по 9 рейкам на опорном створе на языке ледника.

Баланс массы ледника вычислялся как разница между годовой аккумуляцией c_t и годовой абляцией a_t и осреднялся по 50-метровым интервалам высот. За период измерений с 1971 по 1991 г. баланс массы составил — 359 мм в год (табл. 5.1).

Таким образом, к 1993 г. в горно-ледниковой системе Тянь-Шаня непрерывные ежегодные измерения баланса массы проводятся на 4 ледниках, что в общих чертах может дать представление о тенденции и колебаниях баланса массы как в целом по горной стране, так и по отдельным частям. К сожалению, в наиболее высоких и несущих максимальное оледенение частях горной страны на больших ледниках в хребтах Кокшалтау, Меридиональный и других не проводятся постоянные измерения баланса массы.

Кроме вышеприведенных, наиболее детально изученных репрезентативных ледников, на многих ледниках Тянь-Шаня в отдельные годы также проводились измерения баланса массы и его составляющих.

Ледник Сары-Тор (41°50'N; 78°11'E) расположен на северо-западном макросклоне массива Ак-Шыйрак во Внутреннем Тянь-Шане (рис. 5.1) в переходных климатических условиях — от наиболее увлажненных, характерных для северо-западной периферии горной системы, к экстремально континентальным Восточного Тянь-Шаня. Среднегодовая температура воздуха в этом районе (по наблюдениям на расположенной вблизи ледника метеостанции "Тянь-Шань" с 1929 г.) равна −8.0°С. Годовая сумма осадков в среднем составляет 310 мм, из которых 77% выпадает в период с мая по сентябрь. Летние осадки связаны главным образом с холодными западными и северо-западными вторжениями. Вследствие приледниковой температурной инверсии и нулевой температуры поверхности ледников практически все летние осадки отлагаются в твердом виде. Абляция обусловлена прежде всего прямой солнечной радиацией, которая наиболее интенсивна происходит при малооблачной антициклональной погоде и повышенном температурном фоне [Волошина, 1988].

Ледник Сары-Тор в массиве Акшыйрак (1987 г.)

Измерения начинались с проведения серии весенних снегосъемок с конца апреля до начала июня, когда фиксировался зимний баланс массы b_w. Толщина снежного покрова измерялась по всей площади ледника по сетке квадратов (сторона 100 м), после чего проводилось осреднение результатов по 50-метровым высотным зонам. В дальнейшем, вплоть до наступления нового балансового года, измерялся летний баланс массы ледника b_s, а также летние осадки и абляция, что позволило определять годовой баланс по двум методам: зимнему и летнему балансам и годовым аккумуляции и абляции (табл. 5.2). Одновременно с балансовыми измерениями фиксировалось положение высоты границы сезонного снега и границы питания **ELA**.

Таблица 5.2

Баланс массы ледника Сары-Тор, мм водн. экв.

Годы	b_w	b_s	c_t	a_t	b_a	ELA, m
1985	473	628	869	1024	-155	4280
1986	491	63.4	856	999	-143	4265
1987	625	405	1270	1050	220	4150
1988	466	919	660	1113	-453	4340
1989	400	567	487	654	-167	4258

Помимо крупных массивов оледенения, основная доля ледников на Тянь-Шане приходится на небольшие каровые и карово-долинные ледники (см. гл. 2). Они преобладают как по числу, так и по занимаемой ими площади.

Ледник Западный Суек (41°07'N; 77°45' E) площадью 1.27 км^2 расположен на северном склоне хребта Джетымбель в Центральном Тянь-Шане (Рис. 5.1). На этом леднике в течение ряда лет проводился комплекс гляциологических работ, включающих в себя определение аккумуляции и абляции, стока, скоростей движения льда, метеорологического режима и мощности льда.

Обобщенные результаты таких наблюдений представлены в табл. 5.3 и опубликованы в [Баков, 1988; Материалы, 1992].

Ледник Западный Суек в хребте Джетимбель (лето 1986 г.)

Таблица 5.3

Баланс массы ледника Суек Западный, мм водн. экв.

Балансовый год	Площадь км^2	c_t	a_t	b_a	ELA м	AAR	Источник
1970/71	1,6	49	58	-9	-	-	Баков, 1977
1983/84	1,269	22	130	-10	4265-4280	-	Баков, 1988
1988/89	1,248	70	120	-50	4270	0.23	Материалы..., 1992

Висячие ледники в верховьях бассейна р. Барскаун. Небольшие каровые и висячие ледники Тянь-Шаня представляют некоторую опасность из-за периодических обвалов льда и обрушения с их поверхности снежных лавин [Бассин, Шабунин, 1977]. Изучение режима висячих ледников проводилось в верховьях бассейна р. Барскаун (северный склон хр. Терской-Алатау) [Исследование механической устойчивости..., 1990]. Они залегают в диапазоне высот 3700 — 4400 м, площадь отдельных ледников составляет от 0.1 до 0.6 км^2 и редко превышает 1 км^2. Крутизна висячих ледников достигает 35°. Исследования проводились в 1987 — 1990 гг. на карово-висячем леднике №131 (41°53'N; 77°41'E).

Величина зимнего снегонакопления ежегодно измерялась в конце мая по всей поверхности ледника. Абляция регистрировалась с помощью реечной сети. Кроме того, в конце периода таяния определялось количество нестаявшего снега.

Баланс массы ледника №131 за весь 4-летний период наблюдений был устойчиво отрицательным (табл. 5.4), что было характерно и для других ледников этой части Тянь-Шаня. Показателен пример 1989/90 г.: зимняя аккумуляция была в три раза меньше нормы, однако баланс массы был близок к нулю. Дефицит зимней аккумуляции был компенсирован за счет холодного июля-августа 1990 г. Наибольшее влияние на величину и знак баланса массы оказывает режим и продолжительность периода абляции, а для положительного баланса массы необходимо, чтобы годовое количество осадков превысило норму на 30% [Диких, Михайлова, 1976].

Таблица 5.4

Баланс массы Ледника No. 131, мм водн. экв.

Год	Площадь, км^2	c_t	a_t	b_a	ELA, м	AAR
1987		375	635	-260		
1988	0.511	510	122	-710	4370	
1989	0.511	550	902	-352	4260	0.37
1990		562	608	-46		

Ледник Давыдова (41°51'N; 78°12'E) расположен на северо-западном склоне массива Ак-Шыйрак (рис. 5.1). Информация о работах экспедиции Института географии АН СССР на этом леднике в 1984 — 1985 гг. позволяет получить представление о составляющих баланса массы ледника Давыдова [Айзин, Захаров, 1989] (табл. 5.5).

Ледник Давыдова в массиве Акшыйрак (1987 г.)

По наблюдениям в 1984 — 1985 гг. на леднике Давыдова было выделено две зоны льдообразования: фирново-ледяная и ледяного питания. Их границы в годы с различным балансом массы существенно меняются, и в аномально теплые и засушливые годы эона ледяного питания частично замещает фирново-ледяную зону.

Таблица 5.5

Баланс массы ледника Давыдова, мм водного эквивалента [Айзин, Захаров, 1989]

Интервал высот, м	Площадь км^2	1983/84 балансовый год			1984/85 балансовый год		
		c_t	a_t	b_a	c_t	a_t	b_a
3780-3800	0.03	40	2590	-2550	308	1260	-880
3800-3900	0.52	100	2560	-2460	90	1110	-1020
3900-4000	0.8	310	2390	-2070	260	1020	-770
4000-4100	1.57	360	2170	-1800	350	880	-530
4100-4200	1.23	420	1880	-1460	380	400	-10
4200-4300	1.67	560	1610	-1050	520	270	250
4300-4400	2.25	790	1270	-480	530	90	440
4400-4500	1.57	780	1080	-290	570	40	530
4500-4600	0.88	720	810	-90	480	0	480
4600-4700	0.49	630	540	90	420	0	420
4700-4800	0.25	590	300	300	400	0	400
4800-4900	0.14	340	60	290	350	0	350
4900-4950	0.03	340	0	340	340	0	340
3780-4950	11.43	570	1520	-950	440	350	90

Ледник Григорьева (41°58'N; 77°55'E), расположенный на южном склоне хр. Терскей-Алатау во Внутреннем Тянь-Шане, принадлежит к типу ледников плоских вершин (рис. 5.1). Уже ранние работы показали, что в их режиме большую роль играют летние снегопады и повторное замерзание талых вод на поверхности льда [Авсюк, 1950].

Наблюдения за составляющими баланса массы на этом леднике включали в себя определение величины b_w и последующие измерения баланса массы за короткие (10-15 дней) интервалы времени в течение периода абляции (табл. 5.6 и 5.7). В табл. 5.6 показано, как изменялся по высоте баланс массы снега b_{sn},

На заднем плане ледники плоских вершин в хребте Терскей Алатау. Фото из области питания ледника Сары-Тор в 1987 г.

Таблица 5.6

Баланс массы ледника Григорьева в 1987 г., мм водн. экв.

Диапазон высот, м	Площадь км²		15 июля					2 августа					18 августа				
		b_w	b_{sn}	b_{sl}	b_g	b_s	b_c	b_{sn}	b_{sl}	b_g	b_s	b_c	b_{sn}	b_{sl}	b_g	b_s	b_n
Выше 4500	0.97	628	47	0	0	47	675	-95	178	0	83	758	200	25	0	225	983
4500-4550	0.96	632	26	0	0	26	658	-95	178	0	83	741	28	25	0	53	794
4450-4500	1.20	609	0	0	0	0	609	-120	177	0	57	666	-129	25	0	-104	562
4400-4450	1.08	558	-25	26	0	1	559	-145	100	0	-45	514	-138	30	0	-108	406
4350-4400	1.26	530	-68	40	0	-28	502	-187	59	0	-128	374	-145	61	-150	-234	140
4300-4350	1.30	530	-136	53	0	-83	447	-179	33	0	-146	301	0	48	-360	-312	-11
4250-4300	1.13	485	-162	75	0	-87	398	-220	44	0	-222	222	0	0	-412	-412	-190
4200-4250	0.79	409	-151	98	0	-53	356	-117	-100	-24	-241	115	0	0	-525	-525	-410
Менее 4200	0.66	330	-146	53	0	-93	237	-98	-123	-62	-283	-46	0	0	-519	-519	-565
4150-4609	9.45	534	-65	37	0	-28	506	-145	72	-1	-79	427	-3.7	27	-200	-210	-217

Таблица 5.7

Баланс массы ледника Григорьева в 1988 г., мм водн. экв.

Диапазон высот, м	Площадь км²	b_w	b_s	b_n
Выше 4500	0.97	481	-295	186
4500-4550	0.96	423	-441	12
4450-4500	1.20	364	-528	-164
4400-4450	1.08	328	-595	-267
4350-4400	1.26	303	-621	-318
4300-4350	1.30	263	-656	-393
4250-4300	1.13	220	-710	-490
4200-4250	0.79	171	-769	-598
Менее 4200	0.66	108	-858	-750
4150-4609	9.45	304	-595	-291

Ледник Григорьева в хребте Терскей Алатау (лето 1987 г)

наложенного льда b_{si} и глетчерного льда b_g текущий баланс b_t в течение летнего периода 1987 г. В начале периода абляции изменение баланса массы происходит в основном за счет таяния и образования на поверхности слоя наложенного льда. Сток с ледника минимален. Даже в начале августа таяние глетчерного льда происходит лишь в самых нижних высотных зонах ледника. И лишь в конце сезона абляции сток происходит с 65 % площади ледника [Михаленко, 1989; Mikhalenko, 1991].

5.3 Баланс массы ледниковых бассейнов

В последнее время все больше внимания уделяется изучению не отдельных ледников, а ледниковых систем [Кренке, 1982; Михаленко, 1990; Глазырин, 1991; Дюргеров, 1993]. С одной стороны, это знаменует собой начало нового этапа в развитии гляциологии, когда от изучения единичных объектов переходят к их совокупностям. С другой, существует практическая потребность в расчетах и прогнозах ледникового стока, для чего недостаточно знаний об отдельных ледниках, а необходима информация о режиме оледенения целых речных бассейнов.

Оледенение массива Акшыйрак (лето 1987 г.)

Массив Ак-Шыйрак До недавнего времени ни для одной из достаточно крупных ледниковых систем Азии не было информации об изменении всех входящих в нее объектов. Впервые такая задача была решена для горного массива Ак-Шыйрак во Внутреннем Тянь-Шане [Кузьмиченок, 1989]. Эта горно-ледниковая система состоит из 165 ледников площадью 436 км^2. Данные об изменении площади, объема, длины и высоты поверхности были получены для каждого из ледников путем сравнения аэрофотосъемок 1943 и 1977 гг. За период между съемками (34 года) Ак-Шыйрак потерял 3.366 км^3 льда. средний удельный годовой баланс массы составил за это время −256 мм водн. экв. Климатические условия этого периода отражены на рис. 5.2, здесь выделен (штриховые линии) период 1943 — 1977 г., за который рассмотрены изменения лед-

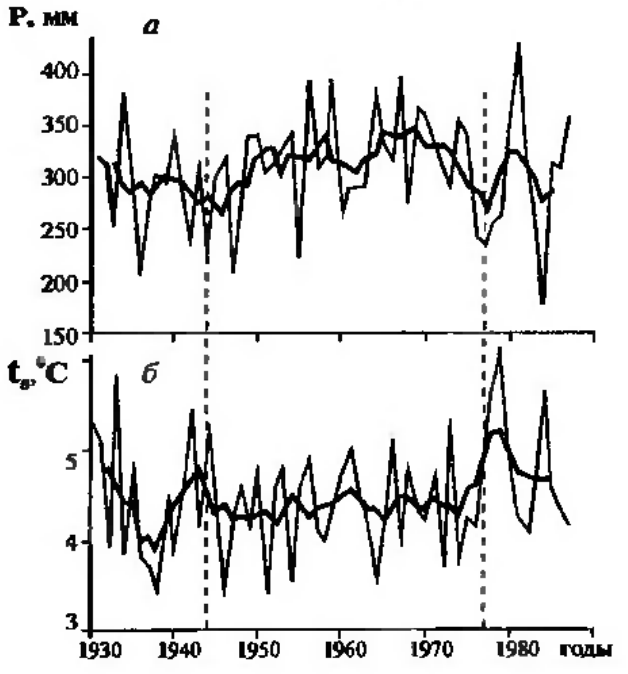


Рис. 5.2 Годовое количество осадков (а) и средняя летняя температура воздуха (б) на метеостанции "Тянь-Шань" за 1931-1988 гг.

ников. С 1947 по 1970 г. отчетливо выражена тенденция к росту количества осадков. В то же время кривая средней летней температуры воздуха показывает снижение температуры с середины 1930-х до конца 1940-х гг., после чего наблюдался некоторый ее рост. Несмотря на увеличение количества атмосферных осадков устойчивое повышение летней температуры воздуха привело к большому отрицательному балансу массы ледников этого горного района.

В.А. Кузьмиченком [1989] все ледники Ак-Шыйрака были объединены в 8 групп в соответствии с речными бассейнами и склонами хребтов. В состав западной части массива входит 7 ледников (в том числе ледникки Сары-Тор и Давыдова) общей площадью 125 км^2, изменение которых происходило синхронно. В качестве опорного объекта, характеризующего режим массообмена этой группы ледников, нами был использован ледник Сары-Тор. Наблюдения за его балансом массы в сочетании с данными об изменениях формы и размеров всех ледников послужили основой для расчета баланса массы всей этой части оледенения Ак-Шыйрака.

Примем, что связь между величинами баланса массы ледника с высотой границы питания описывается гипсографической кривой этого ледника [Михаленко, 1990]. В таком случае гипсографическая кривая всей ледниковой системы отражает форму неизвестной связи между b_n и ELA всего оледенения.

Представим распределение площадей оледенения ледника Сары-Тор и западной части Ак-Шыйрака в виде гипсографических кривых (рис. 5.3). Используем в качестве исходной информации для расчета измеренный за 1985 — 1991 гг. баланс массы ледника Сары-Тор и его реконструированные величины за 1944 — 1977 гг. (табл. 5.8) [Ушнурцев, 1991]. Годовые величины баланса массы, соответствующие высотам границы питания, ложатся на гипсографическую кривую ледника Сары-Тор. Перпендикуляры, опущенные из этих точек на ось баланса массы позволяют определить годовой баланс массы всей системы. С некоторыми допущениями, главное из которых гомогенность годовых величин баланса в пределах хребта [Letreguilly, Reynaud, 1989; Reynaud, 1980], можно принять, что диапазон колебаний баланса массы оледенения системы зависит только от положения ELA. Поскольку основная площадь оледенения Ак-Шыйрака лежит выше, чем у Сары-Тора (рис. 5.3), то при одних высотах границы питания опорный ледник и ледниковая система имеют разный баланс массы. Для системы он будет более положителен при высоте границы питания выше 4000 м (табл. 5.8). Рассчитанное изменение объема ледников ΔV за 34 года составило -1.239 км^3. В.А. Кузьмиченком при сравнении аэрофотосъемок была получена величина -1.024 км^3 воды. Разница в двух оценках составила 17%.

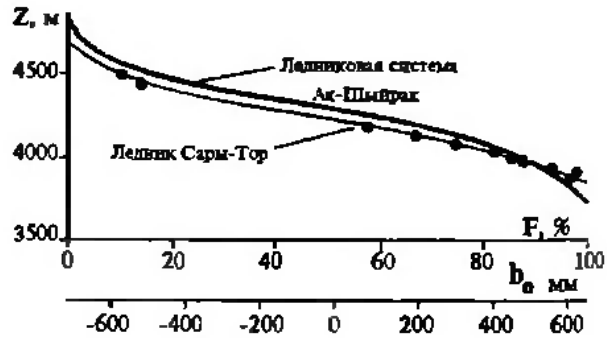


Рис. 5.3 Гипсографические кривые ледниковой системы Ак-Шыйрак и ледника Сары-Тор и точки связи bn(ELA). Обозначения см. в тексте

Таблица 5.8

Результаты расчета баланса массы ледниковой системы Ак-Шыйрак, мм водн. экв.

Год	Годовые осадки, на м/с Тянь-Шань мм	Температура, °С	b_n, мм водн.экв.	ELA м	b_n# мм водн.экв.
1944	234	4.2	-324	4383	-260
1945	302	3.4	-70	4262	-9
1946	320	2.5	197	4134	180
1947	210	3.3	-64	4259	10
1948	271	3.6	-58	4256	21
1949	341	3.2	-3	4230	50
1950	341	3.7	-179	4314	-106
1951	307	2.4	215	4126	194
1952	315	3.6	-121	4286	-36
1953	330	3.8	-179	4314	-81
1954	344	2.6	180	4143	168
1955	224	3.4	-150	4300	-49
1956	395	3.6	-177	4313	-80
1957	310	3.1	10	4224	82
1958	322	3	47	4206	90
1959	395	4.3	-28	4242	42
1960	268	3.7	-114	4283	-33
1961	291	4.2	-242	4344	-151
1962	293	3.5	-100	4276	-23
1963	294	3.3	-32	4244	36
1964	382	2.6	165	4150	172
1965	335	3.3	-37	4246	30
1966	318	4.1	-238	4342	-147
1967	398	3	79	4191	150
1968	278	3.8	-198	4323	-115
1969	367	3.3	-37	4246	30
1970	362	3.2	-7	4232	48
1971	336	3.7	-158	4304	-51
1972	310	3.5	-165	4150	-77
1973	295	4.4	-310	4376	-233
1974	353	2.8	102	4180	152
1975	343	3.3	-37	4246	30
1976	244	3.2	-16	4236	40
1977	239	4.1	-280	4362	-203

b_n - баланс массы ледника Сары-Тор

b_n# - баланс массы горно-ледниковой системы

Оледенение северного склона хребта Заилийский Алатау

Оледенение Заилийского Алатау, особенно его северный склон, лучше всего изучено благодаря близости к Алма-Ате и 30-летним работам Института географии АН Казахстана на ледниках бассейна Туюксу. Баланс массы ледника Туюксу характеризует не столько локальные климатические условия, но в большей степени климатические условия всего оледенения хребта, поскольку измерения проводятся на леднике более чем в 150 точках по всему диапазону высоты. Данные измерений баланса массы одного ледника служат основой расчета для всей системы. Ледники северного склона хр. Заилийский Алатау имеют одинаковую экспозицию и подвержены влиянию одних воздушных масс. Поэтому предполагается, что баланс массы ледника и всего оледенения тесно скоррелированы.

По данным измерений баланса массы и высоты границы питания на леднике Туюксу рассчитан баланс массы всего оледенения северного склона хребта [Уваров, 1991; Дюргеров, Уваров, Костяшкина, 1995]. Для расчета баланса массы был использован гляциологический метод, кратко описанный в предыдущем разделе. Как и в предшествующем случае, гипсографическая кривая ледника Туюксу описывает связь между балансом массы и высотой границы питания (рис. 5.4). Трансформируем гипсографическую кривую ледника Туюксу и северного склона хребта Заилийский Алатау в кривую вида b_n(ELA).Трансформация сделана следующим образом :

— строим гипсографическую кривую (в %),

— получаем линейную функцию b_n=f(AAR), Y=ax+c (см. рис 5.4),

— умножаем значение коэффициента a на заданное распределение площади оледенения по высоте (гипсографическую кривую), а затем прибавляем или вычитаем константу (c).

Результат представлен в виде нелинейной функции b_n=f(ELA) во всем диапазоне высот оледенения (рис. 5.4, в).

По данным аэрофотосъемок в отдельные годы высота границы питания оледенения хребта оказалась в среднем на 100 м выше, чем на леднике Туюксу (ELA#=ELA+100 м). Поэтому баланс массы оледенения

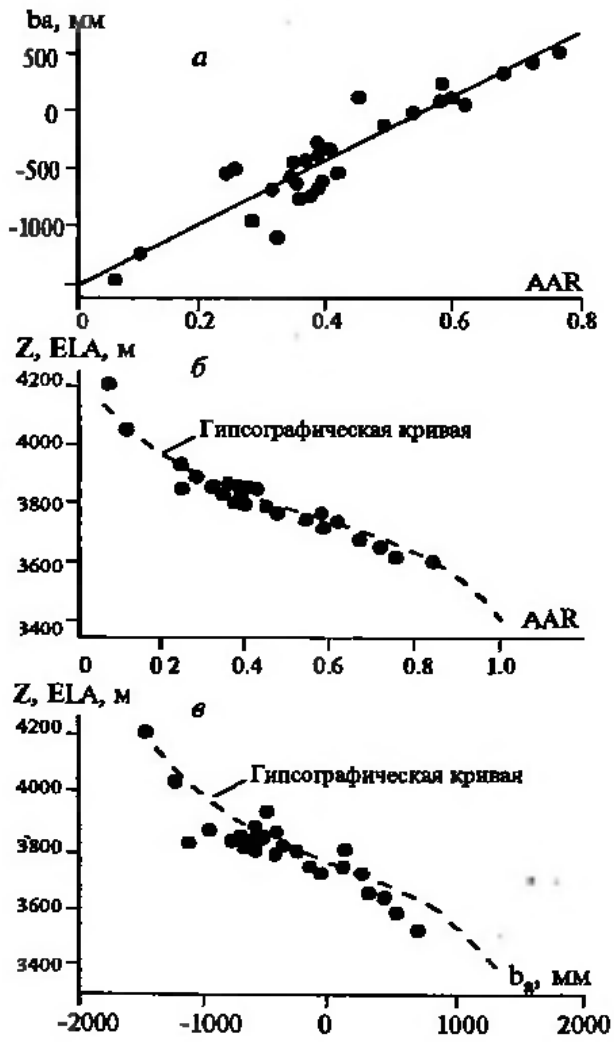


Рис. 5.4 Связь между годовым балансом массы и коэффициентом области аккумуляции (а), высотой границы питания (б) и гипсографическими кривыми (в) ледника Туюксу

хребта имеет более положительные значения, чем у ледника Туюксу, и как следует из табл. 5.9, он равен −348 мм водн. экв. за период 1957 − 1990 г.

Удельный баланс массы с 1957 по 1964 г. имел тенденцию к некоторому увеличению. В 60-е годы баланс массы колебался около нуля. Усилившееся потепление, уменьшение осадков и аккумуляции снега c_t, начавшиеся с середины 60-х г., привели к быстрому сокращению объема оледенения. Баланс массы после 1965 г. принимает резко отрицательные значения (рис. 5.5).

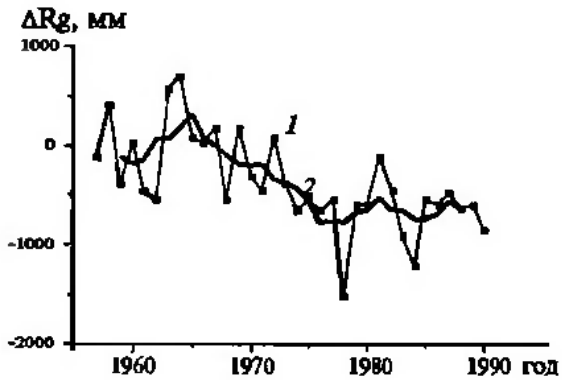


Рис. 5.5 Изменения годовых величин удельного баланса массы оледенения северного склона хр. Заилийский Алатау (1 − годовые, 2 − сглаженные, 3 − летние)

Изменение площади оледенения хребта было определено по результатам повторных аэрогеодезических съемок и установлено, что за период 1955 − 1979 гг. площадь сокращалась в среднем на 1,8 км^2 в год. При отсутствии другой информации принято, что уменьшение площади оледенения за весь период 1957 − 1991 гг. происходило линейно с той же скоростью. Реконструированные удельный баланс массы и площадь оледенения дают возможность определить изменение общего баланса

Таблица 5.9

Результаты расчета баланса массы оледенения северного склона хр. Заилийский Алатау

Год	Площадь, км^2	$b_a^{\#}$, мм	$B_a^{\#}$, м^3*10^6	$a_t^{\#}$, мм	$A_t^{\#}$ м^3*10^6
1957	269.2	-100	27	1350	363
1958	267.4	420	112	830	222
1959	265.6	-360	96	1610	428
1960	263.8	40	11	1210	319
1961	262	-440	115	1690	443
1962	260.2	-520	135	1770	461
1963	258.4	580	150	670	173
1964	256.6	720	185	530	136
1965	254.8	100	25	1150	293
1966	253	40	10	1210	306
1967	251.2	200	50	1050	264
1968	249.4	-520	130	1770	441
1969	247.6	200	50	1050	260
1970	245.8	-300	74	1550	381
1971	244	-440	107	1690	412
1972	242.2	100	24	1150	279
1973	240.4	-360	87	1610	387
1974	238.6	-640	153	1890	451
1975	236.8	-520	123	1770	419
1976	235	-640	150	1890	444
1977	233.2	-520	121	1770	413
1978	231.4	-1490	345	2740	634
1979	228.3	-580	132	1830	418
1980	226.5	-580	131	1830	414
1981	224.7	-100	22	1350	303
1982	222.9	-440	98	1690	377
1983	221.1	-860	195	2130	471
1984	219.3	-1200	263	2450	537
1985	217.5	-520	113	1770	385
1986	215.7	-580	125	1830	395
1987	213.9	-460	98	1710	366
1988	211.1	-610	129	1860	393
1989	209.3	-580	121	1830	383
1990	203.5	-840	174	2090	434
Среднее		-348	114	1598	377
Станд. откл.		±70	±468	±99	
C_v			0.61	0.29	0.26
# − знак системы					

массы (рис. 5.6). Приведенные в табл. 5.9 и на рис. 5.6 данные показывают, что с 1957 по 1990 гг. происходило увеличение объема абляции в основном за счет увеличения объема убыли льда (рост отрицательного баланса $B_в^{\#}$, $м^3 * 10^6$.

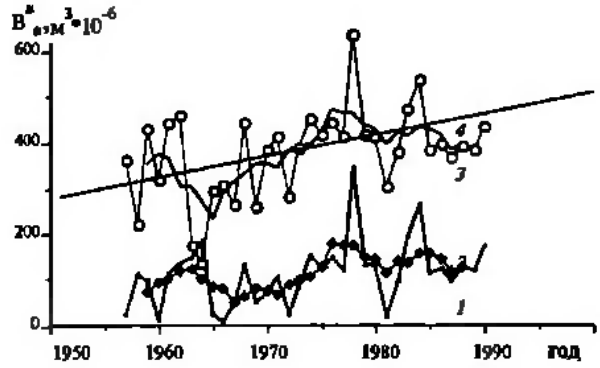


Рис. 5.6 Ход годовых величин общего баланса массы (1) и абляции (3) оледенения северного склона хр. Заилийский Алатау и пятилетние сглаженные этих величин (2) и (4) соответственно

Оледенение массива Богдо в хребте Богдо-Ула состоит из 112 ледников площадью 101.42 км^2. В бассейне р. Байянг на северном склоне Богдо-Ула находится 15 ледников, занимающих площадь 21.4 км^2, что составляет 21% оледенения хребта [Wang and Qiu, 1983]. Площадь водосборного бассейна р. Байянг выше отметки 1100 м, где расположены гидрометрический пост и метеостанция, составляет 220.6 км^2, а на долю оледенения приходится 9.7% [Kang Ersi, 1983].

Средняя годовая температура воздуха на высоте снеговой линии (3820 м) на северном склоне составляет −10°С, а на средней высоте оледенения (4158 м) − 12.5°С. Низкая температура воздуха, большое количество осадков (преимущественно летних) и их значительный высотный градиент являются главными факторами существования современного оледенения на склонах массива в диапазоне высот 3820 − 5445 м. Сохранение здесь довольно большого и компактного оледенения возможно лишь при балансе массы, близком к стационарному. Косвенным подтверждением этого утверждения может служить режим ледников хребта в среднем и позднем голоцене. Отмеченные здесь конечно-моренными валами три стадии наступания; 3000, 2000 и 300 лет назад аналогичны и для района Ледника №1 в бассейне р. Урумчи [Zheng, Zhang, 1983]. Однако одновозрастные морены в районе Богдо отстоят дальше от ледников, чем в бассейне Урумчи, что свидетельствует о больших величинах колебания ледников, а значит и о большем диапазоне колебаний баланса массы и массообмене ледников (сумма годовой аккумуляции и абляции, табл. 5.10).

Таблица 5.10

Баланс массы и массообмен оледенения массива Богдо-Ула, мм водн. экв.

Год	R_g	R_o	b	$M = R_o + R_g$
1976	991	1295	304	2286
1977	1192	622	-570	1814
1978	1142	1394	252	2536
1979	1105	1603	498	2708
1980	1144	1404	260	2548
Среднее	1115	1273	149	2378
$R_o = C_t$ ELA $R_g = a_t$				

В табл. 5.11 сведены данные по бассейну р. Байянг из работы [Kang Ersi, 1983], а также результаты расчета высотных градиентов осадков $\partial P/\partial z$ между метеостанциями "Байянг" и "Тяньши" и средней для северного склона высотой оледенения.

Таблица 5.11

Результаты измерений и расчета осадков, аккумуляции снега, ледникового и речного стока массива Богдо-Ула

Год	Годовая сумма осадков на метеостанциях (P_a, мм)		Удельный и годовой объем талого стока R_g		Годовой объем речного стока	Доля ледникового стока в общем %	Высотный градиент осадков ("Байянг" - "Тяньши") мм/100м	Годовая аккумуляция на высоте границы питания* c_{tELA}, мм
	"Тяньши" (1942 м)	"Байянг" (1100 м)	мм	млн. м^3	R_b, млн. м^3			
1976	576		991	20.96	55.8	37.6	35	1295
1977	316	192	1192	25.19	67.9	37.1	15	622
1978	601	276	1142	24.4	71.67	34	38	1394
1979	685	309	1105	23.35	65.27	35.8	45	1603
1980	597	267	1144	24.18	55.4	43.6	39	1404
Среднее	555	261	1115	23.62	63.21	37	35	1273

* - принята равной средней высоте оледенения

Напишем уравнение водного баланса для бассейна р. Байянг в виде:

$$R_b*F_b-(P_a-E_a)*F_n - R_g*F = \pm W,$$

где R_b — сток с бассейна площадью F_b; P_a, E_a — годовые осадки и испарение с площади неледниковой части бассейна F_n; R_g — годовой сток с площади оледенения F соответственно (табл. 5.11). Приведенные здесь суммы годовых осадков для средней высоты оледенения 4158 м получены путем линейной экстраполяции высотного градиента осадков между метеостанциями "Байянг" и "Тяньши". Величины близки к данным измерений аккумуляции снега на отдельных ледниках бассейна р. Сигонг, соседней долине на северном склоне массива Богдо-Ула. Годовая аккумуляция там составляла в 1979/80 и 1980/81 балансовых годах от 840 — 990 мм до 1400 — 1500 мм [Watanabe et al., 1983].

Испарение в бассейне не измерялось и его можно принять равным 125 мм в год по аналогии с бассейном верховьев р. Урумчи [Kang Ersi, 1983]. Ледниковый сток R_g рассчитан по летней температуре воздуха t_s [Kang Ersi, 1983]:

$$R_g = F_a(0.03t_s+0.14),$$

где F_a — площадь области абляции (в данном случае F_a=F).

Ледниковый сток R_g (м^{3}10^6) составляет в среднем многолетнем 37% стока с бассейна R_b (см. табл. 5.11) и изменяется от 34 до 43,6% в отдельные годы.

Будем считать невязку уравнения водного баланса ±W численно равной годовому балансу массы B_a и вычислим последний как остаточный член уравнения водного баланса. В табл. 5.12 приведены результаты расчета удельного годового баланса ($B_a/F = b_a$) и его составляющих. Для

Таблица 5.12

Баланс массы и массообмен (M) отдельных ледников Тянь-Шаня в сравнении с оледенением массива Богдо-Ула, мм водн. экв.

Год	Туюксу		Сары-Тор		Ледник №1		Оледенение Богдо-Ула	
	b_a	M	b_a	M	b_a	M	b_a	M
1976	-720	2280	-141	1659	29	1005	304	2286
1977	-1100	2800	-415	1655	180	1248	-570	1814
1978	-1480	3060	-265	1627	-110	992	252	2536
1979	-520	2380	-680	2119	-84	1000	498	2708
1980	-630	2330	-354	2294	-335	1113	260	2548
Среднее	-890	2582	-371	1885	-68	1072	149	2378

случая стационарности оледенения (b_a=0) величина $R_g = R_o$ и характеризует годовой ледниковый сток и потому эквивалентна годовому количеству аккумуляции снега c_t, выраженному в водном эквиваленте, на поверхности ледников. Величина R_g численно равна годовой абляции A_t или стоку с площади оледенения бассейна р. Байянг.

В среднем за пять лет (1976 — 1980 гг.) величина баланса массы оказалась положительной (149 мм в год). Только в 1977 г. баланс массы был отрицательный. Сопоставление данных расчета с результатами измерений баланса массы других ледников Тянь-Шаня за те же годы (см. табл. 5.12) показывает, что баланс массы ледников Богдо-Ула существенно более положительный, чем у всех других изученных ледников Тянь-Шаня, а суммарный массообмен M лишь немного меньше его величины для ледника Туюксу.

Устойчиво положительный баланс массы должен был бы привести к наступанию ледников Богдо-Ула, чего не наблюдается в действительности. Следовательно, баланс массы мог быть положительным только в течение нескольких лет, что не могло сказаться на динамике ледников и не отразилось в их продвижении вперед. Более вероятно,что результаты сделанной оценки имеют систематическую ошибку и завысили величину баланса массы. Проверить данные расчета невозможно из-за отсутствия измерений баланса массы. Тем не менее, некоторые сопоставления могут объяснить действительное положение вещей.

Согласно измерениям на створе р. Байянг сток в 1977 г. был максимальный, но доля ледниковой составляющей в нем из-за отрицательного баланса массы не возросла. Поэтому ледниковый сток не оказывает влияния на изменчивость стока с бассейна (при небольшой степени оледенения), в отличие от дождевого и талого снегового стока. Так, в 1978 и 1980 гг. ледниковый сток был одинаковый: 24.4 и $24.18*10^6$ м^3 соответственно. Несмотря на это его вклад в сток с бассейна отличался в эти годы на 10% [Kang Ersi, 1983]. При одинаковом в эти годы количестве осадков (600,9 мм и 597,3 мм) разный вклад ледникового стока в общий можно объяснить только двумя причинами:

1) изменчивостью доли испарения в водно-ледовом балансе, что невозможно в таком объеме;
2) неточностью расчета ледникового стока по единственному параметру — суточной температуре воздуха.

Второе наиболее правдоподобно. Тем не менее, сравнение с балансом массы других районов Тянь-Шаня (табл. 5.12), в особенности с Ледником №1, убеждает в том, что баланс массы ледников массива Богдо-Ула существенно более положительный и оледенение здесь практически стационарно в современную эпоху. Главные причины заключаются в том, что при преобладании здесь летних осадков (более 70% за теплое время года) баланс массы мало зависит от небольшого повышения температуры воздуха. Прогретые воздушные массы натекают на огромный горный массив, и в результате их подъема и охлаждения высотный градиент осадков достигает 35 мм/100 м у верхней границы лесного пояса и возможно еще более возрастает в гляциальном поясе (см. табл. 5.11).

Величина массообмена M максимальная в годы с положительным балансом массы. В связи с этим оказывается, что колебания летнего количества осадков решающим образом сказываются на колебаниях баланса массы, и в условиях Тянь-Шаня этот эффект усиливается с запада на восток при росте континентальности климата. Особенно ярко влияние летних осадков на баланс массы проявляется в наиболее высоких хребтах Центрального и Восточного Тянь-Шаня и достигает своего апогея в отдельно стоящем массиве Богдо, окруженном пустынями Центральной Азии.

Оледенение бассейна реки Сары-Джаз. Бассейн по масштабам оледенения является крупнейшим на Тянь-Шане. Ледниками здесь покрыто 2665,6 км^2 или 23,8% общей площади [Диких, 1992]. Бассейны основных притоков Сары-Джаза значительно отличаются друг от друга по морфологическим показателям оледенения [Диких и др., 1991]. В бассейне Сары-Джаза находятся крупнейшие ледники Тянь-Шаня: Иныльчек, Семенова, Мушкетова, Каинды.

В течение ряда лет на нескольких ледниках в бассейне Сары-Джаза проводились наблюдения за распределением осадков по высоте и таянием снега и льда [Диких, 1971, 1982, 1986, 1988; Диких и др., 1991]. Это позволило выявить пространственные закономерности в распределении снега на ледниках в различных высотных зонах бассейна и таким образом оценить приходную часть в уравнении водно-ледового баланса. Результаты наблюдений за таянием были использованы для построения связи абляции снега и льда с температурой воздуха. На основании этих зависимостей А.Н. Диких [1991] рассчитал баланс массы ледниковых систем бассейнов основных притоков р. Сарыджаз (табл. 5.13). Здесь в качестве примера приведены два года: 1985 — близкий по климатическому режиму к среднемноголетним показателям и 1984 — со среднегодовой температурой выше современного фона на 1°С. Использование такого подхода позволило также вычислить средний многолетний баланс массы двух крупнейших ледников Тянь-Шаня Иныльчека и Семенова. За период, когда имеются данные по температуре воздуха и осадкам, т.е. с 1929 г., у ледника Семенова средний годовой баланс массы составил −176 мм, а у ледника Иныльчек −63 мм водн. экв. Таким образом, оледенение бассейна р. Сары-Джаз можно оценить величиной порядка -100 мм в год за период с 1929 по 1985 гг.

Таблица 5.13

Баланс массы ледников в бассейнах основных притоков р. Сарыджаз, мм водн. экв. [Диких и др., 1991].

Бассейн	Год	c_t	a_t	b_n	ELA, м
Верховья	1984	669	1028	-359	4100
	1985	771	757	14	3970
Иныльчек	1984	574	609	-35	4600
	1985	578	480	98	4520
Каинды	1984	555	890	-335	4420
	1985	527	658	-131	4380
Куюкап	1984	597	766	-169	4320
	1985	503	573	-70	4230
Ак-Шыйрак	1984	346	785	-439	4380
	1985	407	529	-122	4280
Учкуль	1984	239	739	-500	4380
	1985	389	717	-328	4280
Койлю	1984	244	893	-649	4380
	1985	517	845	-328	4280

5.4 Сопоставление и анализ

Для оледенения Тянь-Шаня характерно, что крупные ледники, расположенные в районах компактного оледенения — Ак-Шыйрак, Богдо-Ула, пик Победы (Томур) и др. — имеют существенно более положительный баланс массы, чем в хребтах с дисперсным оледенением.

Оледенение отдельно стоящих вершин, типа массива Богдо, имеет более положительный баланс массы, но и больший суммарный массообмен. Причина этого заключается в более высоком градиенте осадков и аккумуляции снега на ледниках как эффекта орографического подъема воздушных масс. Аналогичный факт установлен для оледенения Эльбруса [Кунахович, 1989].

Наиболее отрицательный баланс массы и наибольшая амплитуда его годовых колебаний отмечены для увлажненных хребтов Северного и Западного Тянь-Шаня.

На рис. 5.7 показана связь между аккумуляцией и абляцией для некоторых ледников Тянь-Шаня в 1984/85 г. Все они расположены последовательно от периферии горной страны вглубь. В этом же направлении убывает и суммарный массообмен ледников. Причем с повышением континентальности климата от Заилийского и Киргизского Алатау до Ак-Шыйрака наблюдается и возрастание вклада изменчивости абляции по сравнению с аккумуляцией в изменчивость величины баланса массы. Исследуемые ледники этого сектора Тянь-Шаня в 1984/85 г. имели отрицательный баланс массы (на рис. 5.7 все точки смещены в поле преобладающей абляции). Причем с удалением в глубь горной страны абсолютная величина баланса массы постепенно уменьшается, достигая значения, близкого к нулевому для ледника Давыдова. Это связано, в первую очередь, со значительной долей летних осадков в питании ледников внутриконтинентальных районов, в то время как на ледниках Голубина и Туюксу роль зимних осадков значительно выше.

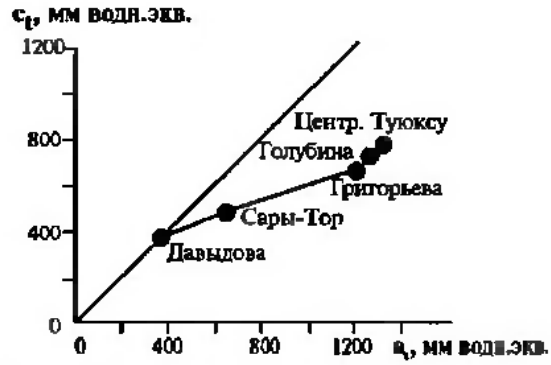


Рис. 5.7 Соотношение величин аккумуляции c_t и абляции a_t некоторых ледников Тянь-Шаня в 1984/85 г.

Интересно проследить, как меняется вертикальная структура баланса массы (понятие вертикальной структуры дается в гл. 7) этих ледников при удалении их в глубь горной системы. На рис. 5.8 показано распределение по высоте величин зимнего и годового балансов массы этих же ледников. У ледников Туюксу и Голубина

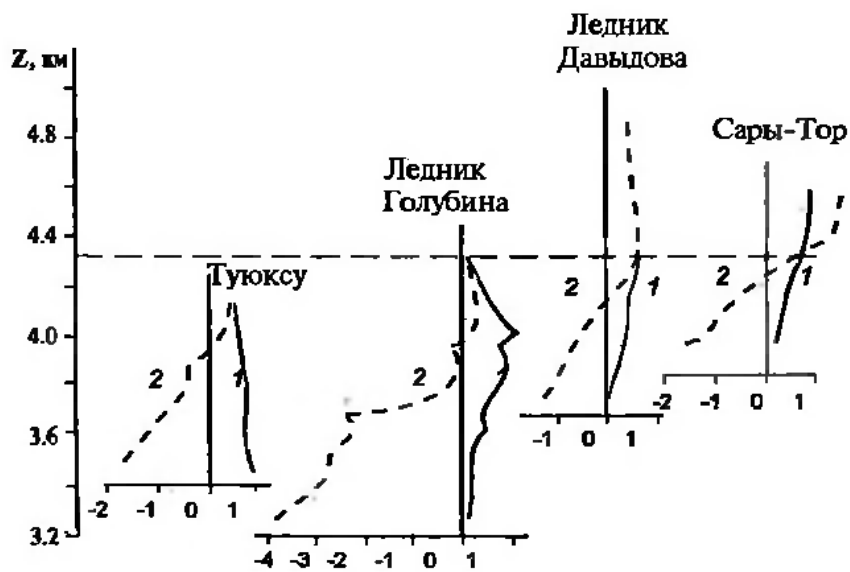


Рис. 5.8 Кривые зимнего (1) и годового (2) баланса массы ледников Тянь-Шаня в 1984/85 г., мм водн. экв.

убыль массы происходила из всех высотных зон. Хотя в отдельные годы у них отсутствует абляция из самых верхних высотных зон, но в многолетнем плане пересечения кривых зимнего и годового баланса не наблюдается. Совершенно другой тип вертикальной структуры баланса массы мы наблюдаем на ледниках массива Ак-Шыйрак. На леднике Сары-Тор выше 4400 м в течение всего периода абляции происходило непрерывное увеличение массы, что и отражает итоговая балансовая кривая. Эффект перекрещивания кривых зимнего и годового баланса наблюдается на всех ледниках, где распространена холодная фирновая зона. При экстраполяции этих кривых для ледников Голубина и Туюксу вверх оказывается, что здесь эта зона располагается на высоте 4400 м.

Промежуточная зона между передовыми и внутренними хребтами представлена результатами наблюдений на леднике Григорьева. В годы с положительным балансом массы их тип вертикальной структуры приближается к ледникам Сары-Тор, №1, Давыдова. В годы же с отрицательным балансом массы картина становится сходной с ледниками периферийных хребтов.

Наглядное представление о связях между составляющими баланса массы ледника можно получить из корреляционного треугольника (рис. 5.9). Его стороны соответствуют значениям b_n, c_t и a_t. Длины сторон пропорциональны среднеквадратическим отклонениям (σ) для соответствующих величин. Косинус угла между любыми двумя сторонами равен определенному коэффициенту корреляции

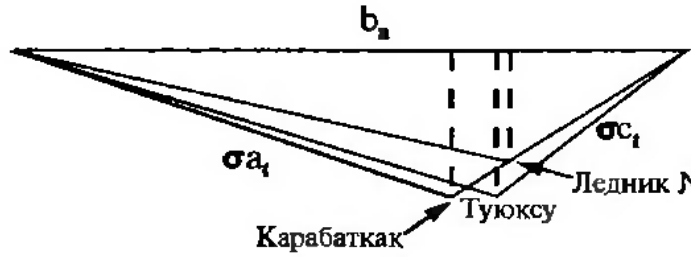


Рис. 5.9 Изображение связей между изменчивостью годовых абляции (at) и аккумуляции (ct) и их вклада в баланс массы репрезентативных ледников Тянь-Шаня в виде корреляционного треугольника

Например, косинус угла, противоположного основанию, равен коэффициенту корреляции между аккумуляцией и абляцией (угол больше 90° — отрицательная корреляция). Проекция вершины этого угла на основание указывает соотношение между вкладами изменчивости аккумуляции и абляции в изменчивость баланса массы. Для анализа мы взяли наиболее надежные данные по трем длиннорядным ледникам. Из рис. 5.9 видно, что вклад изменчивости абляции оказывается наибольшим у Ледника №1, несколько уменьшается у ледника Туюксу и, наконец, ледник Карабаткак, большое влияние на баланс массы которого оказывает оз. Иссык-Куль. По мере увеличения количества годовых осадков и уменьшения доли летней аккумуляции в годовой сумме уменьшаются коэффициенты корреляции между годовыми аккумуляцией и абляцией. Тем не менее, для всего оледенения Тянь-Шаня характерна тесная связь (отрицательная корреляция) между накоплением и расходом массы, поскольку оба эти процесса с наибольшей скоростью протекают одновременно в теплый период года.

Вывод об увеличении континентальности климата и связанного с этим режима ледников хорошо иллюстрируется на рис. 5.10. Здесь показаны кумулятивные кривые годового баланса массы репрезентативных ледников Тянь-Шаня. С конца 1950-х г. по настоящее время наиболее сильно деградировали ледники Карабаткак и Туюксу, представляющие оледенение передовых хребтов Тянь-Шаня. Ледник №1 за этот период имел слабо отрицательный баланс массы, что подтверждает положение об устойчивости оледенения Восточного Тянь-Шаня.

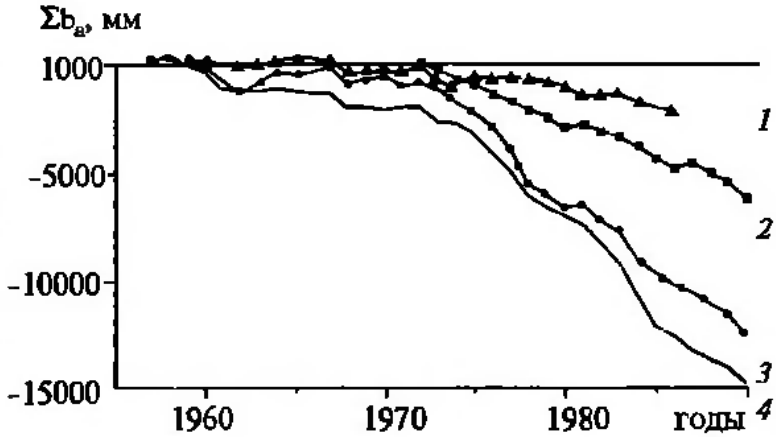


Рис. 5.10 Кумулятивные кривые годового баланса массы репрезентативных ледников Тянь-Шаня, мм водн. экв.:
1 – Ледник №1,
2 – Голубина,
3 – Туюксу,
4 – Карабаткак

В условиях Тянь-Шаня скоррелированность пространственных изменений баланса массы охватывает значительно большие территории, чем в условиях морского климата. Можно говорить об общей тенденции деградации оледенения, охватившей всю территорию горной страны.

В горах Тянь-Шаня колебания годового баланса массы также имеют общую причину, связанную с колебаниями летнего баланса массы b_s (летней температуры воздуха и количества летних осадков). Поэтому здесь изменения условий зимнего периода, например, изменения направлений циклонов из года в год, как отмечается для Берегового хребта в США [Майер и др., 1980], не оказывают заметного влияния на колебания годового баланса массы [Дюргеров, Ольшанский, Прохорова, 1989].

Вопреки прогнозу об увеличении осадков в период потепления [Будыко и др., 1978] для ледниковой зоны Тянь-Шаня отмечается противоположная картина. Наиболее сильное потепление в районе началось с середины 1960-х г. и одновременно с этим начала уменьшаться аккумуляция (см. гл. 3). Такое крайне неблагоприятное сочетание климатических условий продолжается в ледниковой зоне Тянь-Шаня, особенно на его северо-западной окраине.

В связи с глобальным потеплением за минувшее столетие количество осадков для территории Средней Азии в целом не уменьшается, а скорее всего несколько возрастает [Гройсман, 1990], хотя, как отмечено выше, для высокогорной зоны установлена обратная картина (см. гл. 3). По всей вероятности, тенденции изменения осадков в высокогорной зоне и на равнинной территории в Средней Азии плохо скоррелированы, и потому данные об осадках на равнинных, и даже среднегорных станциях, мало пригодны для реконструкции аккумуляции снега на ледниках и расчетов ледникового стока в бассейнах горных рек. Поэтому очень важно продолжать наблюдения на репрезентативных ледниках за балансом массы, высотой границы питания и площадью, поскольку на них может быть построен мониторинг баланса массы и ледникового стока для всего оледенения.

Глава 6.

ПРОЦЕССЫ ФОРМИРОВАНИЯ БАЛАНСА МАССЫ ЛЕДНИКОВ ТЯНЬ-ШАНЯ

Ушнурцев С.Н., Дюргеров М.Б. (Россия, Москва), Се Зичу (Китай, Ланьчжоу)

Несмотря на достаточно продолжительные и разнообразные измерения на ледниках Тянь-Шаня до настоящего времени не сформулированы основные черты режима ледников и его отличия от хорошо изученных ледников в странах Альпийского региона, гор Скандинавии и Северо-Запада США и Канады, т. е. для районов с преимущественно морским климатом в умеренных и субполярных широтах, где были впервые начаты измерения баланса массы [Ahlman, 1948, Liestol, 1967 и др.] и для условий которых была впервые предложена методология, схема измерений и терминология [Meier,1962 и др.].

Для каждого из перечисленных в предыдущей главе репрезентативных ледников весьма подробно и полно изучены процессы формирования баланса массы, но общего анализа в целом по оледенению Тянь-Шаня не сделано и потому остается невыясненным главный вопрос о том, в какой степени эти процессы и особенности отражают локальные условия каждого ледника, а в какой они характеризуют региональные черты режима ледников одной из крупнейших континентальных ледниковых систем Центральной Азии.

Несмотря на многочисленные исследования и публикации японских, китайских и российских гляциологов, по всем ледниковым системам Центральной Азии для специалистов, имеющих опыт работы в упомянутых выше районах преимущественно морского климата, все еще остаются без ответа несколько вопросов:

— насколько специфичны процессы формирования баланса массы в условиях Тянь-Шаня;

— в какой мере применимы стандартные методы и схемы измерения и анализа баланса массы, которыми руководствуются гляциологи и гидрологи в перечисленных выше районах ;

— что принципиально нового дали многолетние изучения режима ледников, расположенных в условиях континентального климата, в частности, на Тянь-Шане.

Мы постараемся внести ясность в эти вопросы, хотя несогласованность научных программ и методов, применявшихся разными странами и организациями на разных ледниках Тянь-Шаня представляет серьезное препятствие для строгого и исчерпывающего анализа многолетних измерений.

6.1 Система измерений баланса массы

Принципиальные различия по процессам формирования баланса массы в условиях морского и континентального климата состоят в изменении времени аккумуляции: для первого типа в зимний период, для второго — в летний.

В условиях Тянь-Шаня отмечены большие отличия между началом гидрологического года на ледниках (1 октября в северном полушарии) и массбалансового года, совпадающего с началом периода аккумуляции. Последний на всех изученных ледниках (см. гл. 5) существенно смещен на более ранние сроки (табл. 6.1). Период абляции начинается значительно позже, чем в среднем на ледниках морского типа питания, где он близок к началу периода абляции в системе фиксированных дат, т.е. к 30 апреля.

Таблица 6.1

Временные границы периода абляции по измерениям на репрезентативных ледниках Тянь-Шаня.

Год	Ледник Туюксу				Ледник Сары-Тор			
	Начало* периода абляции	Разница*** (сут.)	Окончание периода абляции	Период абляции (сут.)	Дата максимального снегозапаса	Появление ELA_t	Окончание периода абляции	Период абляции** (сут.)
1972	21.06(28.05)	24	6.09	77				–
1973	10.07(11.06)	29	21.09	72				
1974	10.07(10.06)	30	25.08	76				
1975	5.07(2.06)	33	15.09	71		–		
1976	25.06(1.06)	24	29.08	65				
1977	20.06(30.05)	21	19.09	91				
1978	20.06(27.05)	24	22.09	94				
1979	5.07(10.06)	25	3.09	60	–			
1980	3.07(6.06)	27	16.09	74			–	
1981	5.07(15.06)	20	10.09	67				
1982	5.06(25.04)	41	13.09	100				
1983	20.07(20.06)	30	14.09	56				
1984	23.06(31.05)	23	4.09	73				
1985	26.06(28.05)	29	30.08	65	14.06	24.06	25.08	61/71/
1986	1.07(10.06)	21	31.08	60	30.06	5.07	1.09	58/62/
1987	20.07(28.06)	22	31.08	42	5.07	10.07	31.08	51/57/
1988	1.07(15.06)	16	28.08	58	2.06	20.06	20.08	60/79/
1989	6.07(10.06)	26	16.09	72	25.06	28.06	25.08	58/61/

* в скобках — начало периода абляции снега при продолжающемся росте баланса массы;
** в скобках — продолжительность периода абляции (таяния) от начала максимального снегозапаса.
*** — разница между началом периода абляции снега и ледника в целом

Но главная особенность режима оледенения Тянь-Шаня состоит в больших пространственных различиях продолжительности зимнего и летнего периодов и в несовпадении зимнего периода с периодом аккумуляции, пик которого смещен на летний период. Такое смещение возрастает в районах Внутреннего и Восточного Тянь-Шаня. В связи с этими особенностями классическая схема формирования баланса массы по двум общепринятым в мире системам — стра-

тиграфической и фиксированных дат [UNESCO, 1970] — претерпевает существенные изменения для условий Тянь-Шаня. Поэтому для Тянь-Шаня рекомендации по производству работ по системе фиксированных дат неприемлемы [Ostrem and Brugman, 1991].

Таблица 6.2

Соотношение летнего баланса массы b_s, летней аккумуляции c_s и годовой абляции a_t по леднику Туюксу

Год	Интервал высот, м	b_s, мм	c_s, мм	a_t	
				мм	% от b_s
1987	3400-3500	1890	218	2108	112
	3700-3800	1310	218	1528	117
	весь ледник	1070	218	1288	120
1988	3400-3500	2960	408	3368	114
	3700-3800	1230	330	1560	127
	весь ледник	1240	369	1609	130
1989	3400-3500	2060	386	2446	119
	3700-3800	1090	386	1476	135
	весь ледник	980	386	1366	139

В условиях Тянь-Шаня можно руководствоваться стандартными рекомендациями о двухразовом посещении ледника в каждом массбалансовом году для измерения по рейкам и шурфам летнего b_s и годового b_n баланса массы (перед началом сезона аккмуляции) и зимнего b_w баланса массы (перед началом периода абляции). Но в этом случае велики различия между двумя главными компонентами баланса массы b_w и c_t (годовая аккумуляция), а также b_s и a_t (годовая абляция) (табл. 6.2). Поэтому климатическая и гидрологическая интерпретация данных массбалансовых измерений становится невозможной: b_s намного меньше a_t и данные ее измерений (ледниковый сток) не могут быть сопоставлены с расчетами по методу теплового баланса без дополнительного учета фазового состава и количества выпадающих осадков; b_w меньше c_t на сумму летних осадков. Как показывает опыт, использование только осадкомеров для измерения летних осадков без дополнительных гляциологических измерений (снегомерные съемки по высотному профилю) не дают надежных результатов. Различия между b_w и c_t и b_s и a_t еще более возрастают в условиях Внутреннего Тянь-Шаня, т.е. при уменьшении годовых осадков и сдвиге их пика на летние месяцы, как следует из специальных измерений на леднике Сары-Тор по двум методам — годовым аккумуляции—абляции и зимним и летним балансам.

Балансовый год	$c_t - b_w$, мм (% от b_w)	$a_t - b_s$, мм (% от b_s)
1984/85	396 (84)	396 (63)
1985/86	365 (74)	365 (58)
1986/87	645 (103)	645 (159)
1987/88	194 (42)	194 (23)
1988/89	87 (22)	87 (15)

Кроме того что различия достаточно велики, они сильно изменяются из года в год. При еще большем смещении пика атмосферных осадков на теплый период, что типично для Куньлуня, Северных Гималаев, Тибета [Ageta and Higuchi, 1984], можно ожидать увеличения различий между c_t и b_w и a_t и b_s. Поэтому на всех ледниках Тянь-Шаня измерения баланса массы проводились по стратиграфической системе, а в периоды абляции измерения баланса массы по рей-

кам и шурфам проводились каждые 5 — 10 дней на ледниках Сары-Тор и на Леднике №1 и в отдельные годы на ледниках Туюксу и Голубина. Вместе с данными измерений осадков по осадкомерам такая методика позволяла учитывать достаточно полно летнее количество и фазовый состав выпадающих осадков. Такие измерения намного усложняют и удорожают стандартные измерения баланса массы и потому нужно найти более простую и дешевую методику измерений для условий Тянь-Шаня.

Наиболее детально и надежно процессы формирования баланса массы изучались на трех ледниках тянь-шаньской горной страны — леднике Туюксу, расположенном на передовом по отношению к влагонесущим потокам орографическом барьере, леднике Сары-Тор — во внутренней части Тянь-Шаня, надежно изолированном от вторжений воздушных масс горными хребтами и Леднике № 1 — в центральной наиболее континентальной и аридной части Евразии. По результатам исследований рассмотрим процессы формирования баланса массы.

6.2 Особенности формирования зимнего баланса массы на ледниках Тянь-Шаня

Зимние работы на горных ледниках сопряжены с большими трудностями и затратами. Кроме того, изучение процессов в холодный период года не представляет большого практического интереса в сравнении с летним периодом. Хотя летний период более короткий, особенно в условиях континентального климата, но скорость протекания всех процессов во много раз превосходит зимние скорости. На Тянь-Шане регулярные зимние работы — снегомерные съемки и метеорологические измерения — проводятся только на Леднике № 1 и на метеостанции "Туюксу-1". Эти результаты, в основном, и дают представление о процессах формирования зимнего баланса массы на ледниках Тянь-Шаня.

Формирование зимнего баланса массы на ледниках Тянь-Шаня определяется двумя основными взаимосвязанными процессами: зимним снегонакоплением и формированием запаса холода в толще ледников. Основная часть осадков, поступающих на рассматриваемые ледники, приходится на весенне-летние месяцы. Зимой большинство горно-ледниковых районов Тянь-Шаня находится в сфере влияния сибирского антициклона, что обусловливает холодную и сухую погоду, осадков выпадает очень мало.

Определение периода формирования зимнего баланса массы на ледниках континентального типа, характеризующихся одновременным протеканием абляции и аккумуляции в летнее время, с весенне-летним максимумом осадков достаточно сложно.

Общее мнение состоит в том, что наступление зимнего периода на ледниках вообще и на Тянь-Шане в том числе совпадает с моментом установления постоянного снежного покрова на всей площади ледника, когда баланс массы испытывает устойчивую тенденцию к росту. На леднике Туюксу по многолетним наблюдениям период аккумуляции начинается в среднем 6 сентября, а в отдельные годы в интервале с 21 августа по 22 сентября [Волошина, 1988]. Исследования на леднике Сары-Тор, проводившиеся с 1984 по 1990 г., показали, что начало периода аккумуляции датируется 22 августа — 2 сентября, а в среднем относится нами к 1 сентября. Аналогичные временные сроки отмеча-

ются и на Леднике № 1, где за начало нового балансового года принимается дата 1 сентября.

Сроки окончания зимнего периода и наступления сезона абляции (формирования летнего баланса массы) определяются всегда с большим трудом и с гораздо большей временной неопределенностью, чем сроки начала периода аккумуляции. Лучшим критерием для определения начала периода абляции (см. табл. 6.1) и убыли массы служит достижение текущим балансом массы (b_t) всего ледника максимальной величины в текущем году. Однако установить этот период можно только путем нескольких повторных измерений. Как правило, на ледниках Тянь-Шаня этот переходный период длится от двух недель до одного месяца.

Вместе с тем значительная часть оледенения Тянь-Шаня, начиная с высоты 5 км и выше, в течение всего года находится в состоянии зимнего периода, т. е. здесь процесс накопления массы идет круглогодично, жидкого стока нет, а абляция осуществляется только путем испарения.

Изучение процесса формирования зимнего баланса массы сводится, как правило к измерениям аккумуляции снега по рейкам и шурфам и температурного режима в шурфах и скважинах. Такие измерения наиболее подробно и продолжительно выполнялись на леднике Туюксу и на Леднике №1, на котором и по настоящее время проводятся круглогодичные измерения.

Представление о ходе снегонакопления в течение зимнего периода можно составить по данным измерений осадков на метеостанции "Туюксу-1", расположенной у языка ледника Туюксу на высоте 3450 м (рис. 6.1). Несмотря на то, что годовое количество осадков на этой станции превышает величину годовой аккумуляции снега на леднике Туюксу, осадкомерные данные показывают особенности распределения осадков в течение года. На теплый период (две декады июня – август) приходится 32% годовой суммы. Нетрудно заметить, что продолжительность теплого периода близка к продолжительности периода абляции 70 – 80 дней, см. табл. 6.1). Такое временное распределение осадков и аккумуляции снега типично для Северо-Западного Тянь-Шаня и передовых хребтов, получающих большое количество фронтальных осадков преимущественно в осеннее и весеннее время.

Межгодовая изменчивость аккумуляции снега за холодные периоды несколько меньше, чем годовая (коэффициенты вариации C_v равны 0.14 и 0.17 соответственно). Особенно показательно отношение доли осадков за холодный период к их годовой сумме. По данным метеостанции "Туюксу-1" за период 1972/73 – 1988/89 г. доля эта меняется от 55% (1988/89 г.) до 86% (1977/78 г.) и, похоже, сильно влияет на величину годового баланса массы (табл. 6.3). Так, в 1977/78 г. при самом отрицательном балансе массы за весь период его измерений на леднике Туюксу доля зимних осадков была также наибольшей и составила 86%.

В связи с растянутым переходным (весенним) периодом достижение ледником величины максимального снегонакопления еще не означает завершения периода аккумуляции или формирования зимнего баланса массы. Кроме того, в этот период происходит наиболее интенсивный процесс весеннего льдообразования, насыщения толщи снега и фирна водой при отсутствии абляции, т. е. талого стока с ледников. Процессы, как правило, протекают вяло, а абсолютные величины су-

Таблица 6.3

Характеристики осадков, аккумуляции снега за холодные периоды и их годовые суммы (мм)

Балансовый год	Метеостанция "Туюксу - 1"			Ледник Туюксу	
	Осадки за IX-VI (I декаду июня)	% зимних осадков к годовым	Годовое количество осадков	Годовая аккумуляция снега	b_n, mm
1972/73	845	67	1266	1010	-290
1973/74	608	62	977	790	-620
1974/75	820	63	1312	985	-450
1975/76	769	70	1091	780	-720
1976/77	728	70	1041	850	-1100
1977/78	773	86	902	790	-1480
1978/79	871	72	1218	541	-756
1979/80	887	72	1225	880	-630
1980/81	886	66	1336	1100	130
1981/82	527	59	890	890	-630
1982/83	765	68	1118	1170	-540
1983/84	618	72	864	710	-1250
1984/85	803	70	1200	770	-550
1985/86	715	62	1148	1130	-520
1986/87	998	75	1332	930	-340
1987/88	921	66	1386	1090	-610
1988/89	605	55	1098	820	-460
Среднее	773	68	1141		

точного баланса массы составляют первые миллиметры. Учитывая столь малые скорости процесса и ошибки измерений, не удается установить начало периода абляции точнее, чем 1 — 2 недели. В связи с этим для единообразия и практического удобства за дату начала периода абляции мы принимаем дату появления границы питания на языке ледника, которая приходится на конец июня-начало июля (см. табл. 6.1).

Количественная оценка влияния мощных снегопадов на абляцию Ледника №1 была выполнена участниками экспедиции Швейцарского технологического института. Два снегопада в 1987 году дали 19 и 16 см снега (19 июля и 5 августа, соответственно). Альбедо поверхности возросло с 0.19 до 0.77 и с 0.15 до 0.79 при первом и втором снегопадах. За счет этого суммарная потеря энергии (предполагается в основном за счет баланса коротковолновой радиации) выразилась в слое воды 108 мм и 164 мм, соответственно. Авторы оценивают среднюю суточную потерю энергии в 100 Wm^{-2} или в 21 мм воды в сутки [Glacier Climate Research in the Tianshan, 1990].

6.3 Температурный режим ледников

6.3.1 Температурный режим в активном слое

Температура льда в активном слое, как правило, отражает главным образом условия внешнего обмена энергии и вещества ледников и влияет на ряд показателей режима ледников: льдообразование, скорость движения и т.д. Из рисунка 6.1 видно, что температура льда во всех ледниках отрицательна, и понижается с запада и от окраинных хребтов к внутренней части горной страны и далее к востоку. В верхних частях ледников в районе границы питания температура толщи всегда ниже, чем на языках. В фирново-ледяной зоне отмечается повышение температуры льда из-за усиленной инфильтрации талых вод [Huan Maohuan et al., 1982].

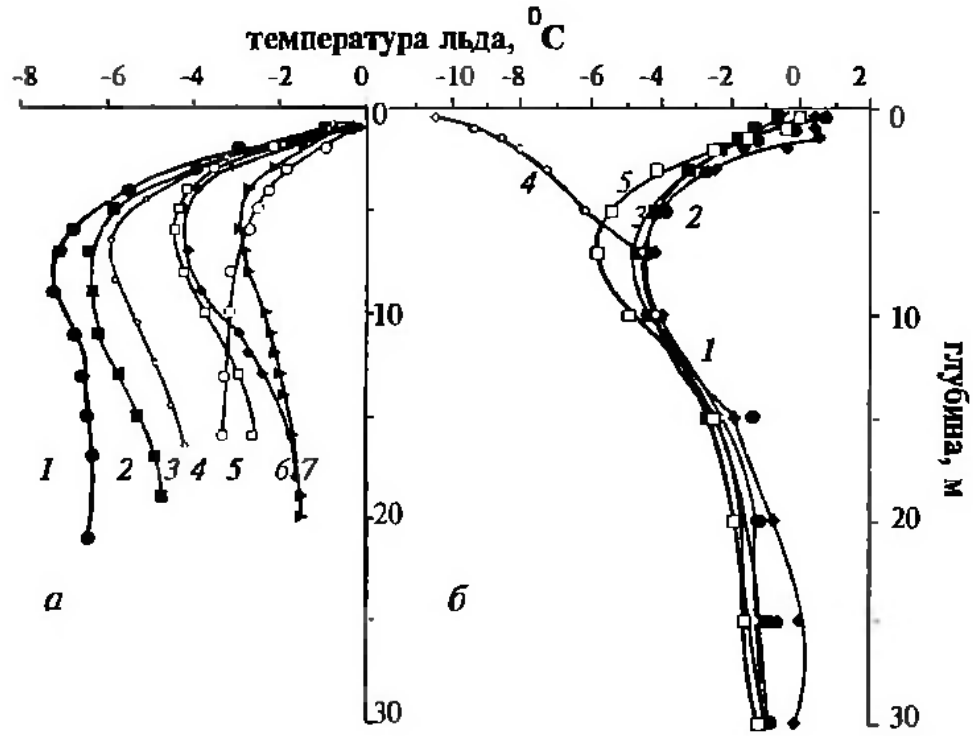


Рис. 6.1 Температура льда активного слоя ледников Китайского Тянь-Шаня

а) 1 – высота 4030 м, Ледник №1. Урумчи (07.85 г.);
2 – высота 3840 м, Ледник №1. Урумчи (06.85 г.);
3 – высота 4020 м, ледник Хегоу. Богдо Ула (07.86 г.);
4 – высота 3540 м, ледник Хегоу. Богдо Ула (06.86 г.);
5 – высота 4300 м, ледник Томур. Пик Победы (07.78 г.);
6 – высота 4337 м, ледник Томур. Пик Победы (07.78 г.);
7 – высота 3750 м, Ледник №4. Река Сигоун, Богдо-Ула (06.83 г.)
б) 1 –4 июль – сентябрь 1986 г.
5 – январь 1987 г.

6.3.2 Температура льда в глубинных слоях ледников

Как правило, температура льда повышается с глубиной вследствие влияния геотеплового потока и тепла, выделяемого при движении ледников (рис. 6.2). Видно, что температура льда приближается к точке плавления, а также заметно влияние инфильтрации талых вод в области питания.

Большинство ледников Тянь-Шаня имеет холодный режим, что влияет на льдообразование в виде расходования запаса холода. Но на языках крупных ледников, которые спускаются на довольно низкий уровень, возможно существование "теплых" льдов, свидетельством этому является ледниковый сток в зимнее время с концов ледников.

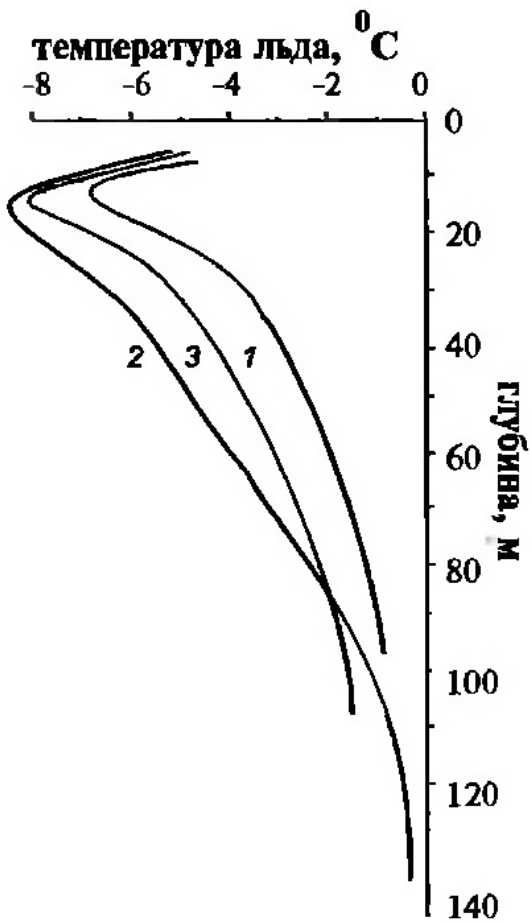


Рис. 6.2 Температурные профили Ледника №1, 28 сентября 1986 г.[по Cai Baolin et al., 1988]:

1 – 3850м,
2 – 3928м,
3 – 4033м

6.4 Особенности формирования летнего баланса массы на ледниках Тянь-Шаня

Летний баланс ледников Тянь-Шаня формируется за период абляции продолжительностью от 1.5 до 2 месяцев. На этот же период на ледниках Тянь-Шаня приходится наивысшая скорость аккумуляции снега, связанная с летними снегопадами. А в районах Внутреннего и Восточного Тянь-Шаня доля летних осадков даже превосходит зимнее количество. Выпадение значительных сумм осадков в летние месяцы в виде снега снижает интенсивность и суммарную величину таяния за счет поддержания постоянно высокого альбедо поверхности и уменьшения температуры воздуха в дни снегопадов. Высокая водоудерживающая способность свежего снега способствует большому летнему льдообразованию (superimposed ice) на границе свежего снега и глетчерного льда. Широкое развитие этого процесса на ледниках Тянь-Шаня предопределяется накоплением большого запаса холода при малой толщине снежного покрова в зимний период. Оказывается, что даже небольшое увеличение летних осадков приводит к нелинейному уменьшению абляции.

6.4.1 Влияние летних снегопадов на формирование баланса массы ледников

Важная особенность формирования внешнего массообмена ледников Тянь-Шаня состоит в сравнительно малой зимней и большой летней аккумуляции снега и возрастании ее доли от западной и северо-западной окраин горной страны вглубь, к центру и к восточной окраине. На ледниках наиболее континентальных и экранированных орографическими барьерами от 55 до 66 % годовой суммы осадков выпадают в короткий период (июнь-август). В этом же направлении прослеживается и тенденция сокращения годовой суммы осадков от 1000 и более до 350 мм (см. рис. 6.3, табл. 6.4).

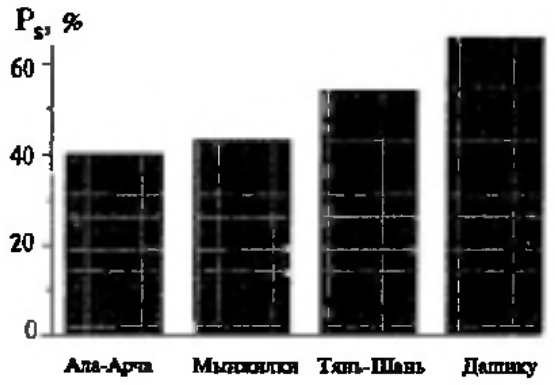


Рис. 6.3 Изменение летних сумм осадков по 4 метеорологическим станциям

Таблица 6.4

Сезонное распределение осадков по данным высокогорных метеостанций Тянь-Шаня

Метеостанция	Ледник, горный хребет	Высота, м	P_g, мм	Доля осадков по сезонам,%			
				III-V	VI-VIII	IX-XI	XII-II
"Ала-Арча"	Голубина, Киргизский Алатау	2945	740	35	40	19	6
"Манжилки"	Туюксу, Заилийский Алатау	3017	820	35	43	15	7
"Тянь-Шань"	Сары-Тор, Ак-Шыйрак	3614	310	25	54	15	6
"Дашику" (КНР)	Ледник № 1, Тиангер	3539	436	18	66	14	2

Роль летних снегопадов в массообмене ледников отмечена и для горных систем Алтая, Памира, Кавказа [Тронов, 1962; Лебедева, 1970]. В связи с этим, нами были исследованы условия и факторы выпадения летних осадков, в частности, их периодичность, высотное распределение, воздействие на абляцию, динамику снеговой линии, границы питания и сток. На ледниках массива Ак-Шыйрак на высоте 3800 — 3900 м, где располагаются языки ледников, до 90 — 95% летних осадков выпадают в твердом виде, а на высоте границы питания (уровень 4200 м) 100% выпадает в твердом виде.

На леднике Сары-Тор проводились площадные снегомерные съемки, непосредственно после каждого снегопада в летние периоды 1986 — 1990 гг. Анализ результатов таких массовых измерений позволил выделить три типа снегопадов (рис. 6.4) — слабые (0.0—3.0 мм), средние (3.1—8.0 мм) и мощные (более 8 мм осадков, выпадающих на метеостанции "Тянь-Шань"). В соответствии с этими градациями был проанализирован 60-летний ряд данных по осадкам на метеостанции "Тянь-Шань" (Табл. 6.5).

Для первой группы высотный градиент аккумуляции свежевыпавшего снега по леднику составляет всего около 0.5 мм на 100 м высоты. Такие слабые снегопады дают не более 25 % суммарного количества осадков, однако их значение в формировании баланса массы весьма существенно из-за частой повторяемости; на них приходится свыше 2/3 общего числа летних снегопадов.

Малые снегопады влияют на изменение альбедо в большей степени, чем на рост аккумуляции. Это влияние довольно подробно изучено в работе [Лебедева, 1990].

При снегопадах средней интенсивности отмечается резкое возрастание высотного градиента осадков от 2.5 мм на 100 м высоты в нижней части ледника, до 3.3 мм выше 4300 м. После прохождения этих снегопадов снеговая линия опускается ниже языка ледника. Повторяемость таких снегопадов составляет 10—12 % за летние периоды, но вклад их в суммарную летнюю аккумуляцию достигает 36% суммы осадков (1930 — 1984 гг).

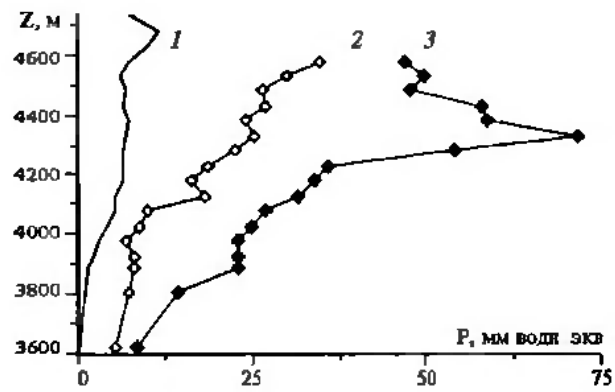


Рис. 6.4 Распределения водозапаса свежего снега в зависимости от высоты при летних снегопадах разной интенсивности по измерениям на метеостанции "Тянь-Шань" и леднике Сары-Тор:
1 — слабые (0.0—3.0 мм);
2 — средние (3.1—8.0 мм);
3 — мощные снегопады (более 8 мм)

Таблица 6.5

Повторяемость разных типов летних снегопадов в горно-ледниковом массиве Ак-Шыйрак по данным метеостанции "Тянь-Шань" (1930-1989 гг.).

Годы	Число снегопадов за VI-VIII S*, n	Количество осадков за VI-VIII P*, мм	Тип снегопада					
			слабый (0 - 3 мм)		средний (3.1 - 8.0 мм)		мощный (>8.1 мм)	
			S, %	P, %	S, %	P, %	S, %	P, %
1930-1984	51	163	68	22	22	36	10	42
1985	43	174	56	18	35	44	9	38
1986	49	181	55	20	31	42	14	38
1987	62	195	61	20	32	55	7	25
1988**	33	91	76	35	18	34	6	31
1989	45	80	82	45	18	55		

Примечание: *Число снегопадов S и количество осадков P за VI-VIII принимаются за 100 %
** В 1988 г. анализируются данные за VII-VIII

Третий тип — мощные снегопады, при которых количество осадков возрастает с высотой гораздо интенсивнее (градиент достигает 8 мм на 100 м подъема). Вместе с тем, при мощных снегопадах на уровне 4500—4600 м отмечается обратный градиент аккумуляции, что связано с активным ветровым перераспределением свежего и сухого снега. Такие снегопады происходят в результате вторжения мощных циклонов. Они довольно редки — 4—5 случаев за период абляции, но дают более 25 % летних осадков (за 1930 — 1984 гг 42 %). Так, в августе 1988 г. в нижней части языка ледника Сары-Тор за два снегопада выпало около 60 мм осадков (40 % от количества осадков за все лето или слой снега более 30 см).

Кривая, отражающая высотное распределение водозапаса свежего снега при мощных снегопадах (см. рис 6.4), объясняет природу большого градиента аккумуляции снега в конце холодного периода.

Установлены тесные связи между количеством летних осадков, регистрируемых на метеостанции "Тянь-Шань", расположенной в 5 км от ледника, и количеством снега, выпадающего в четырех морфологических зонах ледника Сары-Тор (рис. 6.5):

1 — конец языка ледника (3860—3900 м ■);

2 — нижняя часть языка (3900—4150 м о);

3 — зона крутого подъема, где ледник меняет ориентацию с северо-западной на западную (4150—4300 м □), в этом интервале расположена граница питания ледника;

4 — область питания, морфологически неоднородная, с чередованием крутых и полого-наклонных участков, на которых происходит наибольшее осадконакопление (4300—4800 м x).

Как следует из рис. 6.6 и уравнений линейной регрессии, величина осадконакопления существенно возрастает с высотой. Так, в предвершинной зоне количество осадков, отлагающихся в результате снегопадов, вдвое превышает снегонакопление на языке в целом. При прохождении малых снегопадов разница в количестве выпадающих осадков по четырем выделенным зонам сравнительно невелика (при выпадении на метеостанции 3 мм осадков, в верхних зонах сумма их не превышает, как правило, 5 мм). Однако при средних и

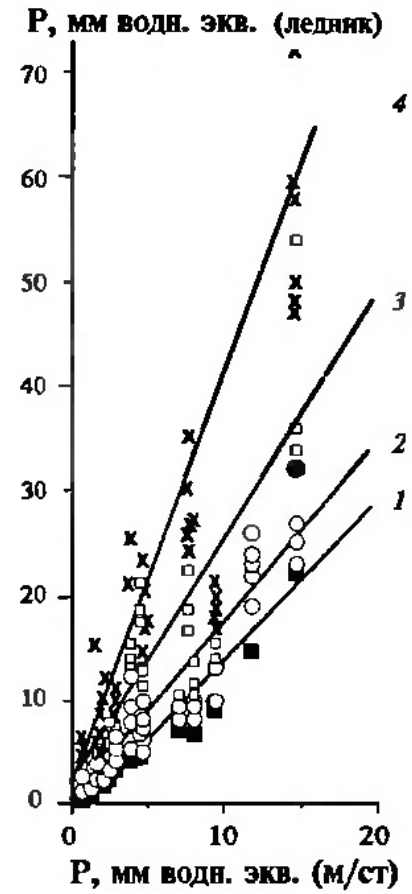


Рис. 6.5 Соотношение между суммами осадков на метеостанции "Тянь-Шань" и количеством снега, выпадающего в разных высотных зонах ледника Сары-Тор:

1 — 3860—3900 м, 2 — 3900—4150 м, 3 — 4150—4300 м, 4 — 4300—4800 м

1	P = −1.40 + 1.42 x,	r = 0.97
2	P = 0.17 + 1.59 x,	r = 0.90
3	P = 1.95 + 2.24 x,	r = 0.85
4	P = 1.76 + 3.05 x,	r = 0.87

крупных снегопадах различие в количестве выпадающих осадков у подножия ледника и в верхних частях резко увеличивается. Так, если на метеостанции регистрируется 10 мм осадков, на языке выпадает около 15 мм, а в верхних зонах — 25—30 мм. Средние и крупные снегопады являются результатом фронтальных оадков.

Коэффициенты корреляции изменяются от 0.85 до 0.97, что позволяет использовать связи для расчета аккумулированных осадков за снегопад, пентаду, абляционный период для всех высотных зон ледника при отсутствии прямых наблюдений на нем.

Холодная подстилающая поверхность и частые летние снегопады способствуют сохранности свежевыпавшего снега в течение 3—4 суток. Равное количество снега на неледниковом обрамлении стаивает в течение 1—2 суток.

6.4.2 Воздействие летних снегопадов на динамику снеговой линии, абляцию и сток с ледников

При мелких снегопадах весь выпавший слой снега (до 3 мм водн. экв.) на языке ледника стаивает за следующие сутки, а выше текущей границы питания сохраняется не дольше 1—2 дней. Четко выраженного опускания снеговой линии не наблюдается, не происходит и образования наложенного льда.

При средних и крупных снегопадах ледник полностью покрывается снегом толщиной до 10—12 см и более. Он не стаивает уже на протяжении 2—3 и более дней после снегопада. Снеговая линия сначала опускается до предельно низкого уровня (ниже конца языка), затем начинает подниматься вверх по леднику, достигая положения, зафиксированного накануне снегопада.

Как правило, сразу после снегопада устанавливается ясная погода. В этих условиях свежевыпавший снег с альбедо 85—90% резко снижает величину радиационного баланса и абляцию. В течение дня поверхность снега под лучами солнца смачивается талой водой и альбедо снижается до 50—60% что, тем не менее в два-три раза выше альбедо глетчерного льда. В дни с осадками поверхностная абляция снижается на 80% только за счет возрастания альбедо поверхности.

Температура воздуха в дни снегопадов также резко понижается. При выпадении более 2 мм осадков средняя суточная температура воздуха составляет 2.6°С, тогда как в дни без осадков 4.6°С. Это также приводит к снижению интенсивности абляции. Кроме того, свежевыпавший слой снега некоторое время непосредственно защищает глетчерный лед от таяния.

Высокая водоудерживающая способность свежего снега (10—20%) способствует формированию слоя наложенного льда после каждого снегопада. Ледниковый сток резко уменьшается даже при условии сильного таяния, так как талая вода идет на образование слоя наложенного льда на контакте с глетчерным льдом. В результате после прохождения снегопадов и при солнечной погоде ледниковый сток остается на уровне зимней межени в течение нескольких дней.

По результатам ежесуточных наблюдений за абляцией снега и льда на площадке языка ледника Сары-Тор по натянутому между рейками и размеченному тросу и по результатам измерений объема стока на замыкающем гидростворе сделана оценка влияния летних снегопадов на таяние и сток при изменениях средней суточной температуры воздуха. Как в дни с осадками, так и без осадков интенсивность таяния и стока в расчете на единицу изменения температуры остается почти неизменной, о чем свидетельствуют практически одинаковые углы наклона соответствующих прямых (рис. 6.7). В дни снегопадов коэффициент корреляции между таянием и температурой несколько ниже, чем в дни без осадков — 0.64 против 0.72. Это объясняется появлением допол-

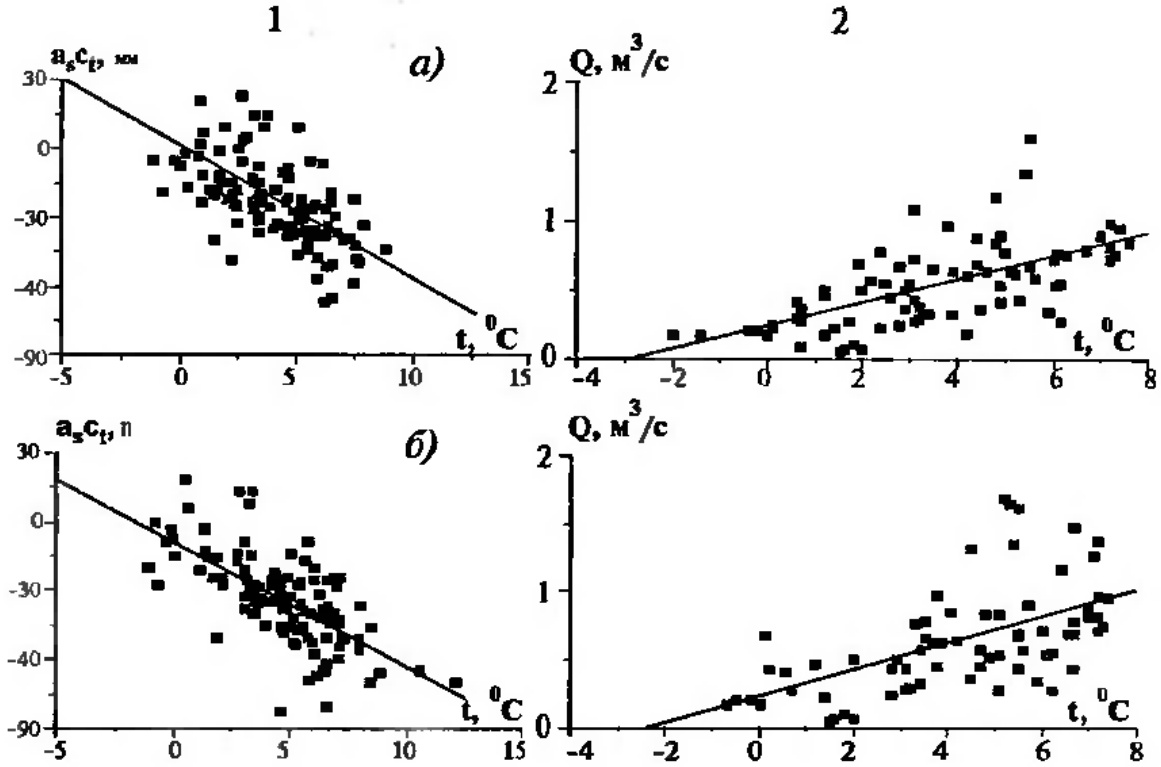


Рис. 6.6 Связи летней абляции или аккумуляции (1) и расхода воды (2) на замыкающем гидростворе (0.8 км от ледника, доля оледенения 48%) со средней суточной температурой воздуха в дни с осадками (а) и без осадков (б)

нительных факторов, влияющих на ход абляции — изменением альбедо, возрастанием водоудерживающей способности свежего снега, различными коэффициентами таяния снежной и ледяной поверхности. В дни со снегопадами происходит некоторое увеличение баланса массы всего ледника. При этом абляция, т.е. сток, измеренный на гидростворе, продолжается (Рис. 6.6). При среднесуточной температуре воздуха, равной 0°С, в дни снегопадов (а) на рис. 6.6) величина абляции за сутки близка к нулю (0.2 мм), а в дни без осадков (б) на рис. 6.6) убыль массы составляет не менее 5 мм.

Объемы стока в дни без осадков почти в полтора раза выше объемов стока в дни снегопадов, когда они зачастую не превышают 0.5 м^3*10^4 в сутки. Однако коэффициент корреляции между величиной стока и средней суточной температурой воздуха на метеоплощадке "Лагерь" (3800 м над у.м.) в дни с осадками увеличивается, так как возрастает поступление воды к гидроствору за счет жидких осадков и таяния свежевыпавшего снега на неледниковом обрамлении бассейна. В дни без осадков коэффициент корреляции между температурой воздуха и стоком с бассейна заметно снижается.

Продолжительность зимнего периода и срок достижения максимального водозапаса меняется от 60 до 80 суток и влияют на продолжительность периода абляции, что, в свою очередь, оказывает решающее воздействие на знак и величину годового баланса массы. В 1987 г. из-за короткого периода абляции, длившегося всего около 55 дней, на ледниках Внутреннего Тянь-Шаня значительная масса аккумулированного снега не успела стаять, что выразилось в положительном итоговом балансе. В противоположность этому в 1988 г. продолжительность периода абляции составила не менее 80 дней и результирующий баланс массы был резко отрицательным.

Итак, частые летние снегопады на ледниках Тянь-Шаня существенно изменяют режим абляции и способствуют сохранению массы ледников и уменьшению стока горных рек. Концентрация снега на поверхности ледников происходит не за счет ветрового сдува его с окружающих склонов, а в результате роста интенсивности осадков в зависимости от абсолютной высоты при натекании теплых воздушных масс на охлажденную поверхность ледников. На неледниковой части бассейна летом выпадает примерно такое же количество осадков на соответствующих высотных уровнях, но из-за разницы температуры воздуха и подстилающей поверхности большая доля осадков выпадает в жидком или смешанном виде, а осадки в виде снега быстро тают и поступают в сток.

6.4.3 Роль наложенного льда в массообмене ледников Тянь-Шаня

Вследствие малой толщины снежного покрова в зимний период происходит сильное выхолаживание поверхности ледников Тянь-Шаня. С наступлением теплого сезона это приводит к значительному инфильтрационно-конжеляционному льдообразованию. Мощный слой наложенного льда образуется по всей площади ниже многолетней снеговой линии. Выше ее замерзание талых вод происходит как в слое сезонного снега, так и в толще фирна прошлых лет. Последняя величина составляет внутреннее питание ледников.

Наложенный лед существенно отличается по внешнему виду, оптическим и другим свойствам от глетчерного. Он значительно более светлый вследствие большого числа воздушных включений, обладает характерной слоистостью, параллельной поверхности, имеет повышенное альбедо. Так, альбедо наложенного и глетчерного льда для ледника Сары-Тор составляют 0.54 и 0.14 соответственно [Волошина, 1988].

Образование наложенного льда начинается с того момента, когда талые воды достигают поверхности раздела снег-лед. Толщина формирующегося слоя зависит от запаса холода во льду и интенсивности поступления воды. За уровень отсчета принимается поверхность таяния льда предыдущего года, которая определяется в шурфах при весенней снегосъемке. В процессе таяния соотношение между водозапасом снега и наложенного льда изменяется. Зная эти изменения, можно отдельно рассчитывать баланс массы снежного покрова и баланс наложенного льда за истекший промежуток времени.

Специальные наблюдения за процессом образования — разрушения наложенного льда были проведены летом 1987 г. на леднике Сары-Тор (рис. 6.8). Как следует из табл. 6.6 и рис. 6.8, в середине апреля, когда температура снега по всему разрезу отрицательная, наложенного льда еще нет. Впоследствии, когда весь снег прогревается до 0°С, начинается процесс реализации запаса холода во льду (разрезы 15 июня и 5 июля).

Таблица 6.6

Изменение водозапаса снежно-ледовой толщи на леднике Сары-Тор в 1987 г. на высоте 4085 м

Дата	Снег		Наложенный лед		Общий водозапас г/см^2
	см	г/см^2	см	г/см^2	
18.04	88.0	21.1			21.1
15.06	53.0	19.8	19.0	17.1	36.9
5.07	64.0	21.4	24.0	21.6	43.0
15.07	64.0	25.0	23.0	20.7	45.7
25.07	28.0	7.6	21.0	18.9	26.5
31.07	22.0	8.4	18.0	16.2	24.6
5.08	8.0	1.8	20.0	18.0	19.8
10.08	4.0	1.2	16.0	9.9	11.1
15.08	8.0	4.2	6.0	3.6	7.8

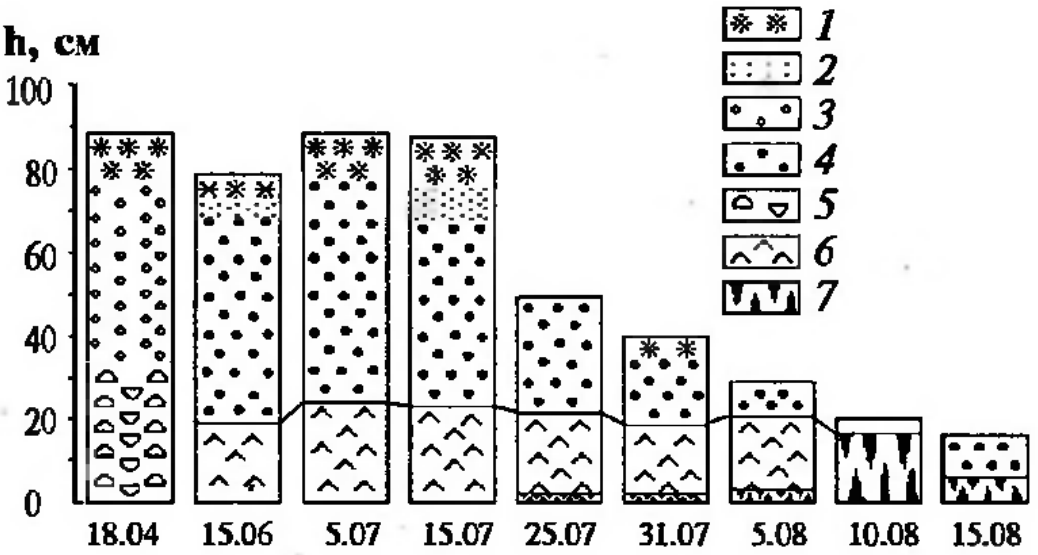
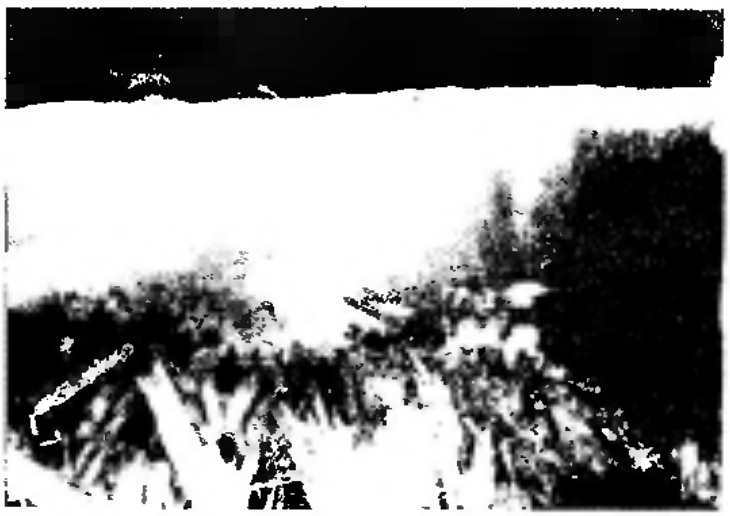


Рис. 6.8 Изменение строения снежно-ледовой толщи на леднике Сары-Тор в 1987 г. (Н=4085 м):

1 - свежевыпавший снег;
2 - мелкозернистый снег;
3 - среднезернистый снег;
4 - крупнозернистый снег;
5 - глубинная изморозь;
6 - наложенный лед;
7 - разрушающийся наложенный лед;

Мощность слоя наложенного льда увеличивается, и его водозапас становится равным водозапасу вышележащего слоя снега. В течение июля снежный покров быстро разрушается. Слой наложенного льда начинает таять и разрушаться непосредственно под тонким слоем снега (25.07). Под воздействием проникающей солнечной радиации талые воды формируют сеть микроканалов стока на контакте наложенного льда с глетчерным. Образование каналов стока приводит к уменьшению водозапаса наложенного льда. Процесс таяния наложенного льда под слоем снега при интенсивном воздействии солнечной радиации подробно изучался на ледниках Северных Гималаев [Ageta, Satow, 1978].



разрушающаяся кора таяния на леднике Сары-Тор

Процесс разрушения наложенного льда на леднике Сары-Тор завершается к середине августа в результате таяния и механического размыва талыми водами. Плотность толщи наложенного льда в это время уменьшается до 0.4 —0.6 г/см^3, в зависимости от густоты сети микроканалов.

Процесс образования-разрушения наложенного льда имеет свои характерные периоды: интенсивное нарастание мощности, квазистационарное состояние и быстрое разрушение. На разных высотных уровнях они наблюдаются в разное время. Так, кривые 1 и 2 (рис. 6.8), характеризующие водозапас слоя наложенного льда на языке, показывают, что в конце июля — середине августа происходит его полное разрушение. Однако в это же время в более высоких зонах ледника он изменяется мало или даже возрастает (кривые 3 и 4).

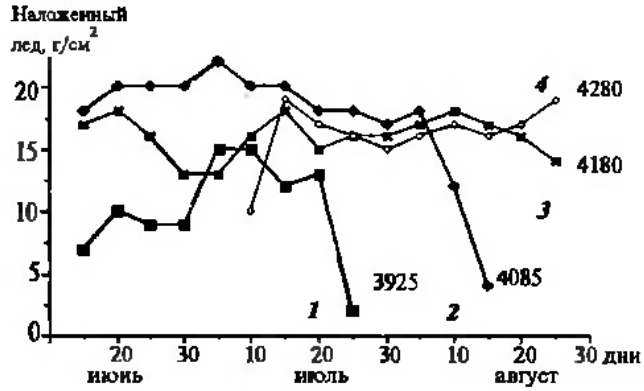


Рис. 6.8 Изменение количества наложенного льда в течение периода абляции 1987 г. на разных высотных уровнях ледника Сары-Тор
1 - 3925 м, 2 - 4085 м,
3 - 4180 м, 4 - 4280 м

Изменение водозапаса наложенного льда в течение летнего периода может быть представлено в виде серии кривых, отражающих его распределение по поверхности ледника (рис. 6.9). Точки на графиках соответствуют фактическим значениям, полученным по серии шурфов. Измерения проводились до высоты 4350 м, где на леднике Сары-Тор проходит граница распространения много-

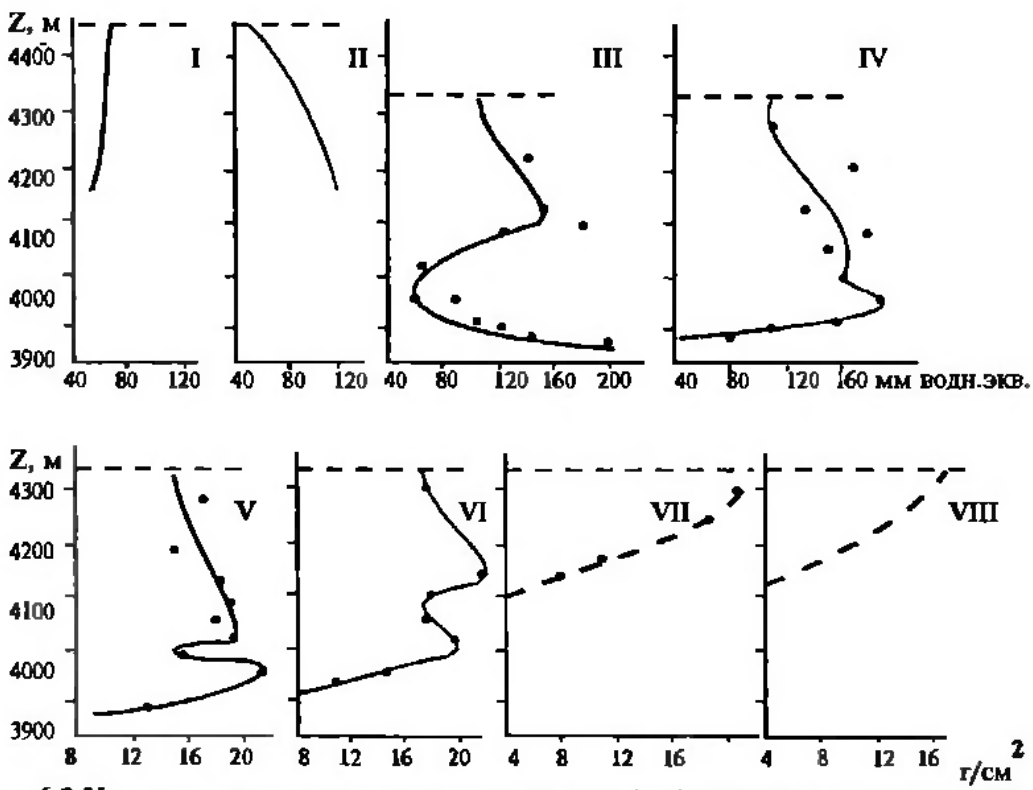


Рис.6.9 Изменение водозапаса наложенного льда (мм) в течение летнего периода по высоте на ледниках Григорьева (I–II) и Сары-Тор (III–VIII)

летнего фирна. Наблюдать начальные стадии образования наложенного льда на леднике Сары-Тор нам не удалось из-за ранних сроков их наступления, поэтому эти этапы были зафиксированы на леднике Григорьева, расположенном выше, чем Сары-Тор, где процесс инфильтрационно-конжеляционного льдообразования начинается позднее.

На рис. 6.9 кривая (I) отражет состояние ледника, когда вся толща аккумулированного зимой снега имеет отрицательную температуру, наложенный лед еще не начинает образовываться. Пересечение кривой (2) с осью ординат показывает высоту, ниже которой температура снега равна 0°С. Вся толща промочена талыми водами, которые стекая замерзают на контакте с холодным льдом. При этом в нижних частях ледника скорость поступления талых вод больше, поэтому при значительном запасе холода во льду, толщина слоя наложенного льда возрастает сверху вниз. Кривая (3) отражает одновременное протекание нескольких разнонаправленных процессов. В верхней части происходит отепление толщи снега, и верхняя граница зоны наложенного льда поднимается. Ниже уровня 4100 м верхняя часть толщи льда уже прогрета до 0°С, и отсюда происходит сток воды за пределы ледника. На этой высоте толщина снежного покрова уменьшается, волна ночного выхолаживания достигает льда (минимальная температура поверхности опускается в ночное время до -8°С) и талые воды вторично замерзают на его поверхности. Выше по леднику ночное промораживание не достигает поверхности льда. Подобный всплеск на кривой наблюдается в течение всего летнего периода и "поднимается" вслед за снеговой линией по поверхности ледника. В дальнейшем, с середины июля до начала августа (кривые 4—6) происходит увеличение мощности слоя наложенного льда в верхних частях ледника, а внизу — интенсивная абляция. Пересечение кривых в нижней части с осью ординат соответствует высоте границы питания ледника.

Рис. 6.9 (7) отражает тот период времени, когда в верхней части ледника происходит реализация последних зимних запасов холода. Начиная с высоты 4250 м идет непрерывный рост толщины наложенного льда. Вероятно, выше этого высотного уровня ночное выхолаживание превосходит прогрев толщи снега и льда днем. С момента, когда поступление тепла становится больше, чем ночное выхолаживание, отмечается убыль массы из слоя наложенного льда во всех высотных зонах ледника. Такую ситуацию отражает кривая (7).

Следует особо подчеркнуть, что наложенный лед формируется не только за счет воды, образовавшейся при таянии снега в каждой точке, но и за счет постоянного подтока сверху и намерзания на поверхности льда с отрицательной температурой. Именно поэтому невозможно строгое аналитическое решение задачи определения размеров образования наложенного льда в конкретной точке ледника.

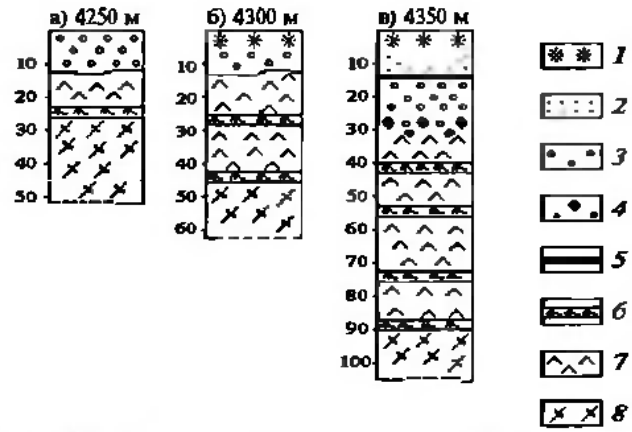


Рис. 6.10 Строение снежно-ледовой толщи в зоне миграции границы питания ледника Сары-Тор (29 июля 1987 года)
1 - свежий снег,
2 - мелкозернистый фирн,
3 - крупнозернистый фирн,
4 - ледяные желваки,
5 - ледяные прослои,
6 - загрязненный горизонт,
7 - наложенный лед,
8 - глетчерный лед

Большой интерес представляет анализ структуры кернов из скважин, пробуренных в зоне миграции границы питания на высотах 4250—4350 м. (рис. 6.10). Граница между наложенным и глетчерным льдом может быть прослежена благодаря наличию разделяющего их загрязненного горизонта или по резкому изменению структурных особенностей этих слоев. Годовые слои наложенного льда перемежаются загрязненными горизонтами, тогда как толща глетчерного льда однородна. С высотой число слоев наложенного льда увеличивается. Разрез а) показывает горизонт наложенного льда данного балансового года (1986/87), на разрезе б) видны слои, относящиеся к 1987 г. и одному из предыдущих. Разрез в) соответствует высоте 4350 м, где постоянно расположена зона ледяного питания и куда граница питания поднимается лишь в экстремально теплые по климатическим условиям годы. Здесь в скважине вскрыты три годовых слоя наложенного льда.

Таким образом, в верхней части области абляции, где граница питания проходит ежегодно (см. рис. 6.11), слой наложенного льда образуется и стаивает в течение одного абляционного сезона. Выше, в средней части зоны ледяного питания возрастает вероятность сохранения слоя наложенного льда дольше 1 — 2 периодов абляции. И, наконец, в верхних частях ледяной зоны образовавшиеся слои наложенного льда мощностью до 80—100 см имеют сравнительно устойчивый характер и могут сохраняться в течение нескольких балансовых лет, принимая участие в питании ледника. Подобная стратиграфия ледовой толщи может служить показателем того, что выше данного уровня граница питания, за исключением редких случаев, не поднимается.

На леднике Сары-Тор, как и на ледниках Давыдова, Григорьева, в областях питания установлены две зоны льдообразования: ледяного питания и фирново-ледяная. Выше уже была дана довольно подробная характеристика зоны ледяного питания, которая в начале периода абляции охватывает около 80 % площади ледника (2,8 км^2 на леднике Сары-Тор), а затем постепенно отступает, обусловливая подъем высоты границы питания; нижележащие участки ледника занимает область абляции. На долю фирново-ледяной зоны приходится соответственно 20 % площади, или 0,8 км^2. Величины площадей зон довольно условны и зависят от климатических условий конкретного балансового года. В засушливые годы при повышенном температурном фоне зона ледяного питания может распространяться вплоть до верхних частей области аккумуляции.

Холодная фирновая зона на ледниках Тянь-Шаня располагается устойчиво выше 5 км.

В фирново-ледяной зоне процесс летнего инфильтрационно-конжеляционного льдообразования происходит как в сезонном слое снега, так и в толще фирна прошлых лет. Последняя величина составляет внутреннее питание.

Разные исследователи трактуют процесс внутреннего питания неоднозначно. В "Гляциологическом словаре" дается широкое толкование внутреннего питания как повторного замерзания талой воды в толще фирна и льда, что соответствует всему объему талых вод, не участвующих в ледниковом стоке данного года [Гляциологический словарь, 1984]. Детальные исследования вклада внутреннего питания в баланс массы ледников проводились А.Б. Бажевым. Он понимает под внутренним питанием суммарную величину инфильтрационного, сублимационного и конжеляционного льдообразования [Бажев, 1973]. В основе предложенной им методики оценки внутреннего питания ледников лежит способ двукратных измерений в начале и в конце периода абляции в контрольном шурфе водозапаса снежно-фирновой толщи, ее оседания и температуры, или даже однократного замера с последующим досчетом. При этом водозапас нестаявшего остатка снега определяется как произведение его толщины по окончанию абляции с учетом оседания на плотность снега перед началом таяния. Разность водозапасов фирнового остатка и нестаявшего остатка снега дает

величину внутреннего питания в слое текущего года. Величина внутреннего питания в слоях прошлых лет определяется как разность водозапасов отдельных годовых слоев до начала и после окончания периода инфильтрационного льдообразования. Такое определение удобно для количественной оценки внутреннего питания и учета его влияния на величины стока из областей питания ледников.

Для ледников Тянь-Шаня этот метод определения внутреннего питания можно применить по отношению снежно-фирновой толщи, расположенной ниже слоя текущего года. Увеличение ее водозапаса действительно определяется теми процессами льдообразования, сумма которых и составляет внутреннее питание. Что касается текущего слоя, то изменение его водозапаса, наряду со льдообразованием (таяние, уплотнение и оседание снега и фирна) сильно зависит от летней аккумуляции. Поэтому для ледников континентальных районов с летним максимумом осадков, где в верхних частях областей аккумуляции идет почти непрерывное нарастание массы, "внутреннее питание" следует относить лишь к толще фирна [Шумский, 1963].

Целесообразно четко различать инфильтрационно-конжеляционное льдообразование, которое охватывает значительные площади ледника и может отмечаться и выше границы питания, и собственно внутреннее питание, протекающее лишь в областях аккумуляции при наличии фирновых толщ ниже слоя текущего года.

Вместе с тем, необходимо подчеркнуть, что сущность этих процессов одна и та же — и в том и в другом случае происходит преимущественно инфильтрационное замерзание талой воды в снежно-фирновой толще за счет реализации запасов холода. По времени проявления эти процессы происходят практически одновременно в короткий период абляции. Поэтому детально изучив особенности и характер процесса инфильтрационно-конжеляционного льдообразования в нижних частях ледника, можно с достаточной степенью надежности экстраполировать зависимость, отражающую максимальный водозапас наложенного льда на уровне высоты границы питания в области распространения фирновой толщи. На рис. 6.11 представлен вариант расчета внутреннего питания по леднику Сары-Тор за 1987 г. Кривая д, характеризующая высотное изменение водозапаса наложенного льда до уровня границы питания на момент достижения максимальных его значений, экстраполируется в среднюю часть области аккумуляции. Установленные значения водозапаса наложенного льда на этом высотном уровне и принимаются за величину внутреннего питания. Полученные данным способом величины проверялись независимым образом в глубоком шур-

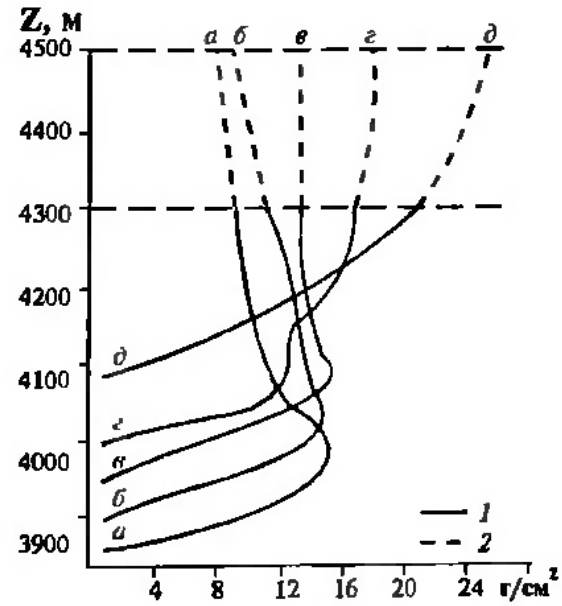


Рис. 6.11 Схема определения величины внутреннего питания и потерь талой воды в слое сезонного снега на леднике Сары-Тор выше границы питания в 1987 г.
1 — фактические значения наложенного льда до высоты 4300 м;
2 — величины внутреннего питания;
а, б, в, г, д — разные сроки наблюдений
— — — средняя высота области аккумуляции

фе на высоте 4550 м, проходящем через несколько годовых слоев. Невязка составила около 10%.

На леднике Григорьева для определения внутреннего питания была применена в принципе аналогичная методика, отличие которой лишь в том, что устанавливалась зависимость максимальной толщины наложенного льда от максимальных снегозапасов. Путем экстраполяции этой связи на область, занятую многолетним фирном, определялось количество воды, повторно замерзшей в толще ниже слоя сезонной аккумуляции [Михаленко, 1989].

Для ледника Сары-Тор величины внутреннего питания ниже слоя сезонной ккумуляции приведены в табл. 6.7, на леднике Григорьева внутреннее питание в 1987 году составило 18 — 20 г/см^2. Данные табл. 6.7 позволяют оценить вклад внутреннего питания, наложенного льда и нестаявшего остатка снега в чистую аккумуляцию ледника Сары-Тор за 1986—1989 гг. Видна четкая закономерность изменения доли каждой из составляющих в зависимости баланса массы. Нестаявший остаток снега в среднем обеспечивает около 2/3 чистой аккумуляции. В годы с положительным балансом его удельный вес возрастает до 73 % (1987 г.), а в годы с отрицательным балансом, напротив, снижается до 58% (1988 г.). Суммарная доля наложенного льда и внутреннего питания равняется в среднем 34% чистой аккумуляции, в том числе свыше 20% — вклад внутреннего питания. Соотношение двух этих составляющих изменяется в довольно широких пределах, однако преобладающая тенденция состоит в следующем. В наиболее благоприятные для существования ледника годы, характеризующиеся положительным балансом, повышается роль наложенного (инфильтрационно-конжеляционного) льдообразования, тогда как в годы с отрицательным балансом наложенный лед почти повсеместно тает, за счет активного прогрева происходит более глубокое просачивание талой воды, которая замерзает преимущественно в фирновой толще. Соответственно вклад внутреннего питания в аккумуляцию заметно увеличивается, а наложенного льда снижается до минимального уровня. Проведенный анализ показал, что инфильтрационно-конжеляционное льдообразование и внутреннее питание, имеющие сходную природу, но развивающиеся на разных стратиграфических уровнях, в сезонной толще и слоях многолетнего фирна, играют важную роль в существовании ледников Тянь-Шаня. Благодаря повторному замерзанию значительная часть талой воды не уходит с ледника со стоком, а участвует в его питании. Как и летние снегопады, наложенный лед выполняет своего рода защитные функции в отношении ледника, что связано в частности, с его повышенной по сравнению с глетчерным льдом отражающей способностью.

Таблица 6.7

Доля различных составляющих в питании ледника Сары-Тор

Год	b_n, г/см^2	Чистая аккумуляция		Нестаявший остаток снега		Вутреннее питание		Наложенный лед	
		10*4 м^3	%	10*4 м^3	%	10*4 м^3	%	10*4 м^3	%
1986	-14.3	81.6	100	55.6	68	15.3	19	10.7	13
1987	22.0	173.5	100	126.1	73	21.4	12	26.0	15
1988	-45.0	73.5	100	42.6	58	25.0	34	5.9	8
1989	-16.7	77.7	100	49.8	64	18.7	24	9.2	12
Среднее	-13.5	106.6	100	71.4	66	21.8	22	13.4	12

Глава 7.

РАЗЛИЧИЯ ПРОЦЕССОВ ФОРМИРОВАНИЯ БАЛАНСА МАССЫ В РАЗНЫХ ЧАСТЯХ ТЯНЬ-ШАНЯ

Дюргеров М.Б., Михаленко В.Н., Кунахович М.Г. (Россия, Москва), Лю Шаохай (Китай, Ланьчжоу)

Одновременные измерения баланса массы на разных ледниках позволяют увидеть пространственные различия, связанные с разными географическим положением, климатическими условиями, орографией, абсолютной высотой, расстоянием от передовых хребтов горной системы. Остается неясным, каким образом каждый из перечисленных факторов и все они вместе отражаются на различиях в балансе массы. Годовые величины баланса массы даже за продолжительный период синхронных измерений (см. гл. 5) не дают этому объяснения. Различия в процессе проявляются при более коротком шаге измерений, например при измерении баланса массы каждые 5—10 дней в течение периода абляции. Специальный эксперимент по одновременным и учащенным измерениям баланса массы был проведен на трех ледниках Тянь-Шаня в 1989 г. В качестве основы использована имитационная модель, разработанная для аэрокосмического мониторинга колебаний баланса массы горных ледников [Дюргеров, 1988, 1993].

7.1 Концепция имитационной модели

Имитационная модель мониторинга баланса массы предполагает возможность замены связи годовых значений баланса массы ледника b_a (или b_n) с высотой границы питания ELA_a на промежуточные b_τ и ELA_τ, т.е.

$$b_a (ELA_a) = b_\tau (ELA_\tau), \qquad (1)$$

где b_τ и ELA_τ измеряются многократно в течение периода абляции и характеризуют последовательные значения баланса массы и высоты границы питания за интервалы времени $\tau_{1,2...a}$. Предполагается, что каждая из реализаций связи $b_\tau(ELA_\tau)$ имитирует одну из возможных годовых реализаций $b_a(ELA_a)$. За один полный период абляции возможно определить весь диапазон изменений баланса массы ледника в зависимости от положения ELA.

7.2 Проверка имитационной модели

Проверка модели (1) предусматривает наличие длинного ряда измерений годовых значений ELA_a и b_a. Этим условиям на территории оледенения Центральной Азии более всего удовлетворяют ледник Абрамова в Алайском хребте и ледник Туюксу в хребте Заилийский Алатау. Эти ледники имеют существенно разные размеры и условия питания.

7.2.1 Проверка на леднике Абрамова

Долинный ледник Абрамова (39°40'N, 71°30'E) занимает площадь 26.21 км^2. Ледник имеет северную экспозицию и расположен в диапазоне высот 3625 — 4960 м. Среднее многолетнее положение ELA около 4200 м, а средняя годовая температура воздуха на этой высоте — составляет от −6,5 до −8°С. Среднее годовое количество осадков на высоте 3840 м равно 750 мм.

Баланс массы измеряется на леднике круглогодично начиная с 1967 г. по годовой аккумуляции c_t и годовой абляции a_t. Средний годовой баланс массы ледника за 23 года наблюдений (с 1968 по 1990 гг.) составил −700 мм водного эквивалента. Это самый отрицательный баланс массы из всех известных по измерениям на горных ледниках за указанный период.

Несмотря на то, что ледник Абрамова не принадлежит Тянь-Шаню, ряд одновременных измерений на нем годового баланса массы за 23 года и текущего баланса массы за 13 лет (с 1976 по 1990 г., кроме 1981 и 1984 г.) делает этот ледник уникальным объектом для проверки гипотезы имитационной модели. Такая проверка была сделана Г.Е. Глазыриным с соавторами [Глазырин и др., 1993], и мы здесь используем их результаты. Идея выполненной проверки состоит в следующем:

1) связь b_t (AAR_t) за каждый год аппроксимировалась прямой;

2) после подстановки годовых значений ELA_a и b_a в полученные уравнения определялась средняя ошибка расчета b_a.

Результаты такой проверки показаны в табл. 7.1. Принятый здесь уровень ошибки 150 мм равен средней квадратической ошибке расчета зависимости b_a (AAR_a) = 150 мм полученной за 23 года измерений. Наибольшие величины средних квадратических ошибок получены для 1987 и 1988 г., когда b_a было максимально положительным за вышеуказанный 13-летний период. Проверка показала — в 70% случаев средняя ошибка не превысила 200 мм, что сопоставимо с ошибками

Таблица 7.1

Распределение числа случаев по значениям ошибки и средняя ошибка расчета μ (мм) годового баланса массы ледника Абрамова [по Глазырину и др.,1993]

Год	AAR			
	Число случаев в интервале			μ
	μ< -150	μ ≤ -150	μ > 150	
1976	6	15	2	181
1977	6	14	3	170
1978	6	16	1	173
1979	2	15	6	204
1980	6	14	3	153
1982	4	16	3	152
1983	2	14	7	168
1985	2	14	7	215
1986	6	16	1	174
1987	1	3	19	580
1988	2	9	12	400
1989	6	16	1	166
1990	1	14	8	270
Среднее	4	14	5	231

Таблица 7.2

Средняя ошибка расчета (мм) годового баланса массы ледника Абрамова при замене годовых значений баланса массы и коэффициента AAR текущими значениями за два года [по Глазырину и др.,1993]

Год	1977	1978	1979	1980	1982	1983	1985	1986	1987	1988	1989	1990
1976	160	170	160	160	160	160	150	170	180	170	170	150
1977		160	170	160	150	160	170	160	200	180	150	170
1978			170	160	160	160	160	170	190	180	170	160
1979				160	160	180	210	170	290	230	160	230
1980					150	150	160	160	180	160	160	160
1982						160	170	160	200	160	150	170
1983							190	160	250	190	150	200
1985								160	270	230	160	230
1986									180	180	170	160
1987										460	210	370
1988											160	280
1989												170
1990												

измерений, и составляет около 13% средней годовой величины летнего баланса массы или годовой абляции.

Очевидно, используя данные измерений по имитационной модели за 2–3 года, можно с большой степенью достоверности оценить связь годовых величин, т.е. выполнить замену связи $b_a(AAR_a)$ на $b_\tau(AAR_\tau)$. Результаты такого сравнения по леднику Абрамова приведены в табл. 7.2. Здесь более чем в 80% комбинаций ошибка не превышает 200 мм. Таким образом, наибольшая точность при замене годовых значений баланса массы и AAR на текущие достигается в годы с отрицательным балансом массы.

7.2.2 Проверка по леднику Туюксу

На леднике Туюксу с 1957 г. по настоящее время (1994) проводятся измерения годовой аккумуляции c_t и абляции a_t [Макаревич и др., 1985]. Для проверки имитационной модели мониторинга баланса массы в условиях ярко выраженного пика летних осадков в 1987–1989 гг. проводились измерения b_τ и ELA_τ каждые 5–15 дней. Для измерений использовалась сеть из 160 реек и несколько шурфов. Баланс массы всего ледника b_τ на каждую дату τ рассчитывался по 50-метровым высотным зонам в области абляции и 100-метровым в области аккумуляции по формуле

$$b_\tau = 1/F \sum_{i=1}^{n} b_{\tau i} f_i \qquad (2)$$

где $b_{\tau i}$, f_i – баланс массы в высотном интервале i и площадь этого интервала f, F – площадь ледника, n – число высотных зон.

Высота границы питания ELA_t измерялась при обходе реек, а также по расчету как точка пересечения балансовой кривой $b_\tau(Z)$ с вертикальной осью $b(Z)=0$, где Z – абсолютная высота.

Всего за три года получено 40 значений b_t и кривых $b_t(Z)$ и построены точки связи $b_t(ELA_t)$. Они заполняют область от нижней границы ледника 3400 м до высоты 3835 м при величине баланса массы здесь в 1987/88 г. −610 мм (рис. 7.1).

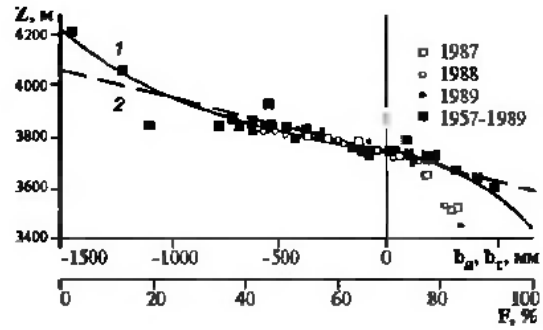


Рис. 7.1. Зависимости между значениями b_t и ELA_t для 1987-1989 гг. и годовыми величинами b_a и ELA_a для 33 лет (1957-1989) на леднике Туюксу:
1 — аппроксимация гипсографической кривой,
2 — линейная аппроксимация связи

Результаты проверки имитационной модели по двум ледникам показывают следующее:

1. Возможна замена связи $ELA_t(b_t)$ на $b_a(ELA_a)$, однако, наибольшие различия при такой замене отмечены для экстремально положительных значений b_t (в начале периода абляции), и b_a (в холодные, многоснежные годы) (рис. 7.2). При низком положении ELA и положительном балансе массы (b_t или b_a) последний тесно скоррелирован с величиной зимнего баланса b_w, или максимальной за прошедшую зиму аккумуляцией снега, которая изменяется из года в год достаточно сильно, (на 25−30%). По мере подъема вверх ELA_t (или ELA_a) корреляция между b_t и b_w уменьшается, но усиливается корреляция между b_t и b_s (или с a_t).

2. Связь между балансом массы b_a или b_t и высотой границы питания ELA_a (или ELA_t) может быть описана гипсографической кривой ледника. Хотя линейная аппроксимация связи $b_a(ELA_a)$ имеет коэффициент корреляции 0.90, но для случаев экстремально высокого положения ELA_a линейная связь дает ошибки до 700 мм (условия 1978 г. на леднике Туюксу при ELA_a =4210 м, b_a = −1480 мм).

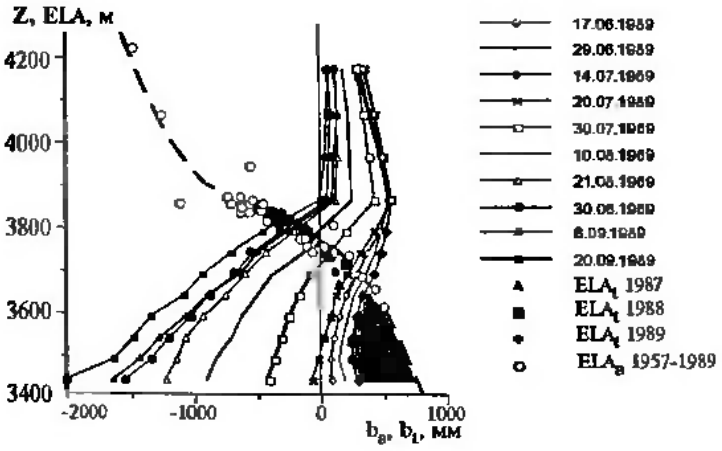


Рис. 7.2. Изменение высотных градиентов баланса массы на леднике Туюксу летом 1989 г. и точки связи между текущими значениями b_t и ELA_t для 1987−1989 гг. Заштрихована область наибольшего несоответствия между текущими и годовыми величинами баланса массы и высотами границ питания

3. Аппроксимация связи гипсографической кривой подразумевает, что между коэффициентом AAR_a и b_a наблюдается линейная связь, что справедливо для большинства горных ледников [Михаленко, 1990, Gl. Mass Balance Bulletin, 1991, 1992].

7.3. Одновременное слежение за формированием баланса массы

Для изучения различий процесса формирования баланса массы в разных частях оледенения Тянь-Шаня были выбраны три ледника: Туюксу, Сары-Тор и Ледник №1. Главная климатическая особенность ледниковой зоны Тянь-Шаня связана с возрастанием степени континентальности климата с запада на восток, уменьшением годовой суммы осадков и увеличением в ней доли летних осадков и аккумуляции снега на ледниках. Выбранные ледники различаются по высоте, местоположению и климатическим условиям (Табл. 7.3). Их подробное описание дано в Главе 5.

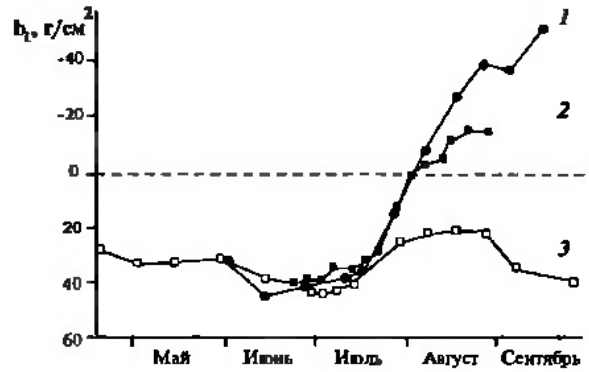


Рис. 7.3. Изменение текущего баланса массы летом 1989 г. на трех ледниках Тянь-Шаня: 1 – Туюксу, 2 – Сары-Тор, 3 – Ледник №1.

На этих трех ледниках Тянь-Шаня летом 1989 года по изложенной выше методике были проведены учащенные измерения баланса массы и высоты границы питания.

Ход баланса массы на этих ледниках показан на рис. 7.3. До 14–16 июля баланс массы изменялся синхронно. На ледниках Сары-Тор и №1 граница питания $ELA_т$ уже появилась на поверхности ледника. Ледник Туюксу еще был по-

Таблица 7.3

Основные характеристики ледников

Ледник	Туюксу	Сары-Тор	Ледник №1
Метеостанция	"Туюксу-1" (3450)	"Тянь-Шань" (3614)	"Дашику" (3539)
j	43°00'	41°49'	43°05'
l	77°10'	78°10'	86°49'
Z_{max}, км	4.23	4.75	4.486
Z_{min}, км	3.45	3.85	3.736
F, км^2	3.1	3.6	1.8
P, мм			
Среднегодовые	1143	310	427
июнь-август (% от среднегодового)	509(45)	162(52)	281(66)
t, °C			
Среднегодовая	-4	-8.2	-5.3
июнь-август	4.8	3.5	4.7
b_a, мм (1959-1989)	-381	-139	-127
S b_a, м водн.экв (1959-1989)	-11.8	-4.3	-3.9
b 1988/89, мм водн. экв	-460	-167	110

крыт зимним снегом. Позже, между 16 июля и 11 августа, баланс массы ледников Туюксу и Сары-Тор изменялся синхронно, и к началу августа значение b_z достигло нуля. В этот период баланс массы Ледника №1 оставался положительным и почти не изменялся до конца августа. Здесь в области питания происходила интенсивная аккумуляция снега, как следует из кривых удельного текущего баланса массы b_z (рис. 7.4).

С начала августа начинается быстрое уменьшение массы ледника Туюксу и более медленное у ледника Сары-Тор. Здесь, также как на Леднике №1, происходил непрерывный рост массы за счет снегопадов.

Таким образом, в начале периода абляции баланс массы изменяется синхронно на трех ледниках. Синхронность нарушается в середине периода абляции. Причина состоит в увеличении доли летних осадков в годовой сумме с запада на восток, от ледника Туюксу к леднику Сары-Тор и далее к Леднику №1. Их рост снижает скорость изменения летнего баланса массы в указанном направлении.

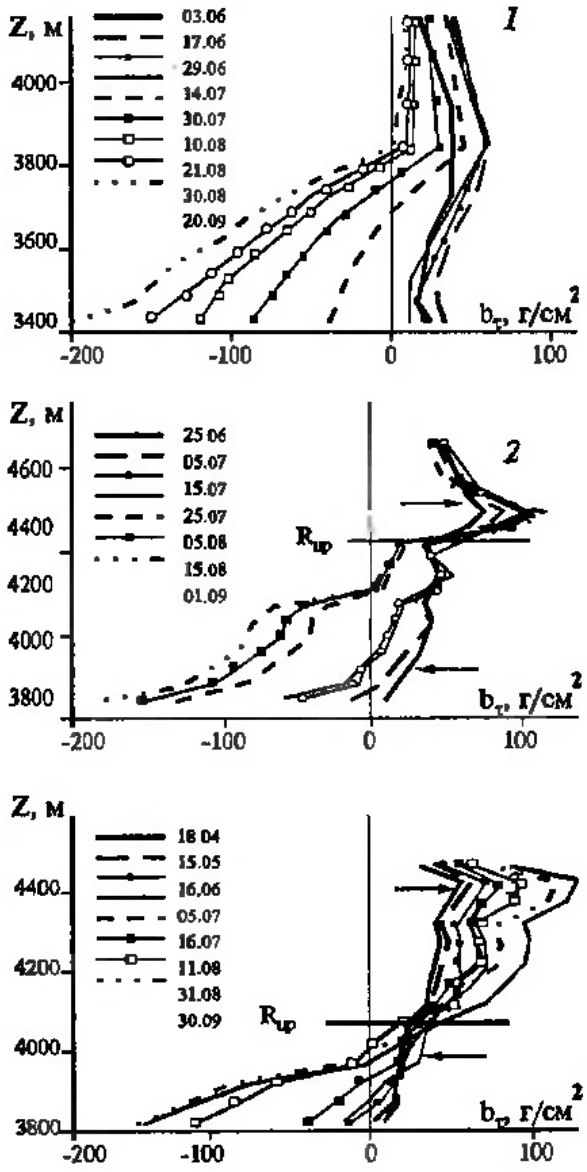


Рис. 7.4. Положение балансовых кривых и верхней границы стока R_{up} летом 1989 г. для различных ледников Тянь-Шаня: 1 — Туюксу, 2 — Сары-Тор, 3 — Ледник №1.

На леднике Туюксу выше положения ELA_z кривые $b_z(Z)$ смещаются влево в сторону убыли массы. Процесс инфильтрации и жидкого стока охватывает всю поверхность ледника. Верхняя граница стока R_{up} располагается выше ледника. На ледниках Сары-Тор и особенно №1 граница стока R_{up} расположена низко. Выше нее аккумуляция снега и баланс массы непрерывно возрастают в результате летних снегопадов. Выше R_{up} располагается "холодная" рекристаллизационно-инфильтрационная зона [Шумский, 1955]. В таких условиях на двух ледниках происходят одновременно противоположные процессы — убыль массы ниже R_{up} и ее возрастание выше R_{up}.

7.4. Вертикальная структура баланса массы и его пространственно-временные различия

Для объяснения перечисленных особенностей нами вводится понятие вертикальной структуры баланса массы (**VS**) [Dyurgerov, 1991, Кунахович, 1991].

Связь между балансовыми кривыми за разные годы может быть описана линейными уравнениями вида:

$$b_2(Z) = ab_1(Z) + c \qquad (3)$$

где b_2, b_1 – последовательные изменения баланса массы (балансовые кривые), **a** и **c** – эмпирические коэффициенты.

Известны два предельных случая. В условиях морского климата с преимущественно зимней аккумуляцией снега и высокой летней температурой воздуха коэффициент $a = 1$, $b_2(Z) = b_1(Z) + c$

Этот типичный для изотермических ледников случай описан М. Майером для Южного Каскадного ледника [Meier, 1962]. Такой тип **VS** баланса массы назовем аддитивным. В идеальном случае при нем баланс массы можно определять параллельным смещением кривой **b(Z)**.

В условиях континентального климата и для крупных ледников занимающих большой высотный диапазон коэффициент $c = 0$, $b_2(Z) = b_1(Z)a$. Такой тип **VS** назовем мультипликативным. Понятно, что коэффициент **a** характеризует высотный градиент баланса массы или энергию оледенения при годовых реализациях, или их ход в течение периода абляции, при учащенных реализациях в рассматриваемой модели.

Граница R_{up} временно существует на всех ледниках, но скорость ее продвижения вверх по мере потепления в летнее время сильно отличается. На изотермичных ледниках она поднимается вверх почти синхронно с подъемом ELA_t, поскольку небольшой запас зимнего холода распространяется только на годовой слой аккумуляции снега и потому быстро реализуется при проникновении первых порций талой воды в снег. На "холодных" ледниках подъем R_{up} вверх идет с малой скоростью не только по причине большого запаса холода во всей фирновой толще, но и в связи с интенсивной летней аккумуляцией. Поэтому граница R_{up} устойчива (нагляднее всего это проявляется в Антарктиде). Как и там граница R_{up} устойчива в восточных частях и в наиболее высоких хребтах Тянь-Шаня, поскольку выше ее уровня летний баланс массы зависит от изменений количества аккумуляции снега, которая при небольшом потеплении может увеличиваться. Одновременно с этим в областях абляции усиливается таяние и сток.

Как и за минувшие три десятилетия баланс массы ледника Туюксу в 1989 г. был более отрицательным, чем у Ледника №1 (табл. 7.3), сто связано с различиями в вертикальной структуре. На леднике Туюксу она более аддитивная. Крайний случай мультипликативной **VS** при положительном балансе массы отмечен у Ледника №1 (рис. 7.4).

Согласно принципу имитационной модели каждая кривая $b_z(Z)$ может быть представлена также как изменение годового баланса массы в зависимости от высоты $b_a(Z)$. В результате один период абляции дает ориентировочное представление о **VS** баланса массы и о связи $b_a(ELA_a)$. По мере роста степени континентальности климата (для определенности будем понимать под этим отношение доли летней аккумуляции снега к годовой сумме аккумуляции) уменьшается высотный градиент $b_a(ELA_a)$.

Характер подъема ELA_τ и поведение b_τ на трех ледниках (рис. 7.3 и 7.4) помогают понять причины пространственно-временных различий формирования баланса массы на Тянь-Шане.

При умеренно положительном балансе массы на Леднике №1 в 1989 году три нижние точки связи $b_\tau(ELA_\tau)$ характеризуют начало периода таяния, но не абляции, т.к. масса ледника увеличивается вместе с подъемом ELA_τ (рис. 7.4). Можно предполагать такую форму для лет с экстремально положительным балансом массы. Однако за годы измерений на избранных ледниках таких периодов не наблюдалось. Поэтому вопрос о замене $b_a(ELA_a)$ на $b_\tau(ELA_\tau)$ при экстремально положительном балансе требует специального исследования.

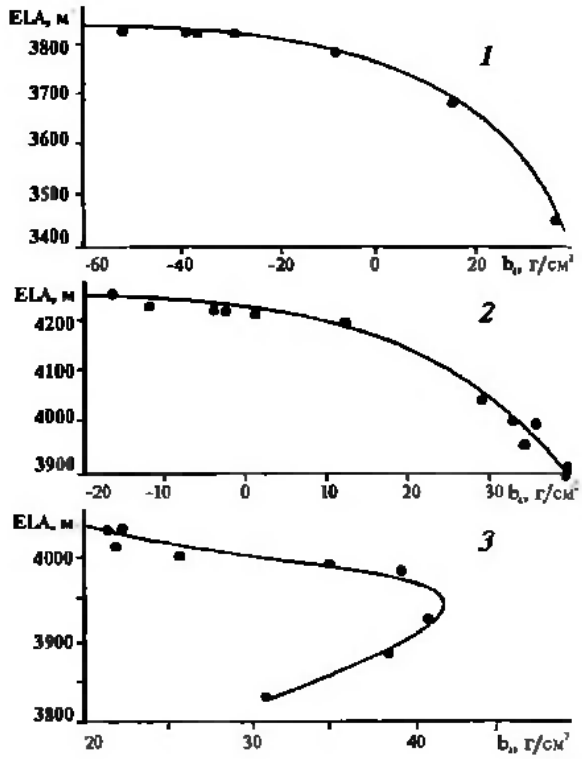


Рис. 7.5. Положение высоты границы питания ELA_τ при различном балансе массы b_τ в 1989 г. для трех ледников Тянь-Шаня:
1 - Туюксу, 2 - Сары-Тор,
3 - Ледник №1

В ледниковой системе Тянь-Шаня с запада (л. Туюксу) на восток (ледники Сары-Тор и №1) возрастает степень континентальности климата (табл. 7.3). Поэтому совмещение процессов аккумуляции и абляции в теплый период года делает зависимым годовой баланс массы от изменений летних климатических условий [Ageta, Higuchi, 1984]. Прежде всего, от повышения летней температуры воздуха и в значительной мере зависящее от этого изменение количества летних осадков (не всегда однозначное) и их фазового состава.

Многолетние различия баланса массы ледников объясняются локальными климатическими условиями и перечисленными выше различиями в орографии и в абсолютной высоте (последнее главное), но в интегральном виде вся совокупность различий проявляется в разной вертикальной структуре процесса формирования баланса массы в течение периодов абляции.

Главными элементами **VS** являются:

— величина высотных градиентов баланса массы b_τ и b_t;

— скорость изменения высотного градиента баланса массы b_τ в течение периода абляции;

— положение верхней границы жидкого стока R_{up} и ее соотношение с положением **ELA**.

В целом для оледенения Тянь-Шаня типично ярко выраженное мультипликативное изменение высотного градиента баланса массы $\Delta b_\tau/\Delta Z$ и наличие верхней границы жидкого стока на преобладающей части оледенения. Эта особенность процесса оказывает решающее воздействие на формирование высотного

профиля годового баланса массы. Его высотный градиент $\Delta b_a/\Delta Z$ подвержен сильному влиянию даже небольших изменений количества и фазового состава выпадающих летних осадков.

7.5. Общие закономерности

Оледенение Тянь-Шаня имеет весь набор высотной структуры баланса массы, от типично аддитивного в наиболее низких хребтах Западного и Северо-западного районов, до ярко выраженного мультипликативного в наиболее высоких хребтах Центрального и Внутреннего Тянь-Шаня, а также в Восточном Тянь-Шане (к востоку от Меридионального хребта). Разнообразие **VS** является основной причиной пространственно-временной изменчивости баланса массы в пределах горной системы.

Разная реакция (разнонаправленные изменения текущего баланса массы) двух частей ледника (областей абляции и аккумуляции) на одинаковые изменения погоды в течение летнего периода таяния, пожалуй, главная особенность режима ледников, имеющих ярко выраженный мультипликативный тип высотной структуры.

Два главных фактора: (1) — индекс континентальности климата (доли летних осадков в годовой сумме) и (2) — абсолютная высота (изменение температуры воздуха и фазового состава осадков) определяют тип **VS**, а значит различия в годовых балансах массы и скорости реакции ледников на внешние воздействия, то, что принято называть колебаниями ледников.

Небольшие колебания первого из этих двух факторов оказывают решающее воздействие на изменения высотного градиента $\Delta b_a/\Delta Z$, чего не наблюдается на альпийских ледниках, где преобладает зимняя аккумуляция в годовой сумме [Kuhn, et al. 1985].

Общий подход для климатического объяснения пространственных различий в величинах годового баланса массы сформулировал М. Кун [M.Kuhn, 1984]. Мы попытались выше дать качественное описание также и внутригодовых различий процессов формирования баланса массы. Однако, моделирование внутригодового хода указанных различий на базе метеорологических параметров требует огромного количества измерений и возможно пока только в исключительных случаях. Поэтому текущий мониторинг баланса массы, при кажущейся первоначально трудоемкости гляциологического метода, в действительности более эффективен благодаря небольшому количеству измеряемых характеристик и их надежной пространственно-временной экстраполяции.

Не только для морского, но и для континентального климата, возможно использование имитационной модели для мониторинга баланса массы. Замена связи $b_t(ELA_t)$ на $b_a(ELA_a)$ наиболее эффективна в западной части Тянь-Шаня в условиях большого количества годовых осадков. При усилении континентальности климата и совмещении процессов аккумуляции и абляции в теплый период года суперпозиция $b_a(ELA_a)$ на $b_t(ELA_t)$ имеет неопределенность для нижней части ледников, т.е. для условий экстремально низкого положения **ELA**. В этом состоит главное ограничение имитационной модели. В условиях Тянь-Шаня имитационная модель мониторинга баланса массы "начинает работать" примерно с величины баланса массы 150 мм.

Применение имитационной модели мониторинга баланса массы позволяет за один период абляции тестировать весь высотный диапазон изменений баланса массы в зависимости от **ELA**. Связи $b_t(ELA_t)$ сравнительно неустойчивы в высотном

диапазоне от нижней границы оледенения Z_0 до высоты $Z = ELA_a$. Хотя и здесь ошибки в расчетах годового баланса массы оцениваются в 150—300 мм, т.е. не превышают 50% величины годовой аккумуляции снега. Выше этого уровня $Z = ELA_a$ экстраполяцию связи $b_a(ELA_a)$ можно выполнять с высокой точностью до верхней границы ледника при помощи гипсографической кривой, что особенно важно при прогнозных оценках экстремально больших величин ледникового стока при резко отрицательном балансе массы. Линейная аппроксимация обсуждаемой связи, как рекомендовано многочисленными исследователями [Пальгов, 1969; Braithwaite, 1984; Glacier mass balance bulletin, 1991, 1992], не имеет физического смысла и дает существенные ошибки.

Глава 8.

ЛЕДНИКОВЫЙ СТОК

Диких А.Н. (Киргизия, Бишкек),
Сокальская А.М., Дюрверов М.Б., Рацек И.В., (Россия, Москва),
Ян Синюань (Китай, Ланьчжоу)

В континентальных условиях Центральной Азии особенно велико гидрологическое значение оледенения. В предгорьях выпадает недостаточное количество осадков для образования поверхностного стока, а в высокогорной области увлажненность увеличивается в несколько раз. В результате до 80% общего стока рек Тянь-Шаня формируется в гляциально-нивальном поясе [Диких, Михайлова, 1976; Семенов и др., 1986; Сумарокова, 1965]. Увеличение стока в ледниковых бассейнах происходит не только за счет таяния льда, но и благодаря концентрации осадков на поверхности ледников.

По характеру водного режима преобладающее число рек относится к тянь-шаньскому типу, характеризующемуся половодьем в теплую часть года с двумя максимумами (рис 8.1). На преобладающем числе рек 50-60% годового стока проходит за три летних месяца. Первый максимум стока формируется талыми водами снегов, второй — ледниковым питанием, когда снеговая составляющая приближается к своему минимуму. Регулирующая роль ледникового стока проявляется также и в многолетнем стоке рек Тянь-Шаня: в малоснежные годы доля и абсолютная величина его увеличивается за счет таяния многолетних запасов льда.

Из-за относительно небольшой площади, занятой ледниками в бассейнах крупных рек, доля талых ледниковых вод в общем объеме в створах, расположенных у

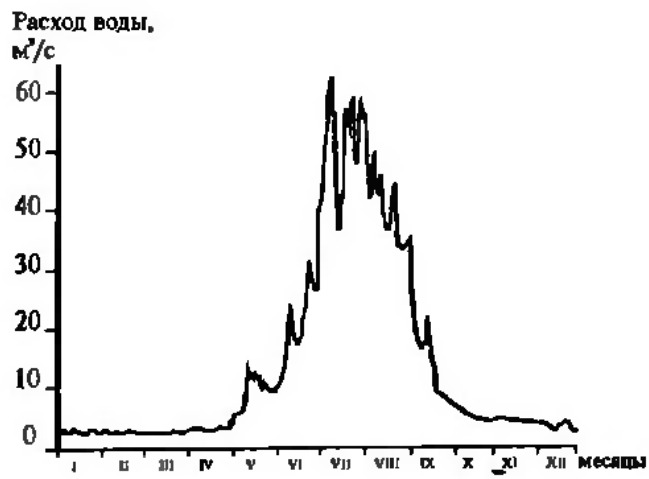


Рис. 8.1. Типовой гидрограф стока реки тянь-шаньского типа

выхода из гор, невелика — порядка 6-16%, но она в 2-3 раза возрастает в теплую часть года.

Быстро увеличивается доля ледниковых вод в годовом и летнем стоке с ростом степени оледенения при продвижении вверх по продольному профилю реки. Например, в бассейне р. Нарын от устья до слияния Большого и Малого Нарына доля ледникового питания в годовом объеме стока возрастает в 4 раза от 7.8 до 31.9%, и в летнее время увеличивается до 13.7-50.2%.

8.1. Процессы формирования ледникового стока

Сравнительно небольшая, около 3.5°, протяженность Тянь-Шаня по широте определяет однородный режим солнечной радиации в гляциально-нивальном поясе. В период таяния ледников на всей территории Тянь-Шаня в структуре теплового баланса превалирующая доля принадлежит теплу солнечной радиации (табл.8.1).

Таблица 8.1

Соотношение между составляющими теплового баланса при таянии льда

Ледник, хребет	Высота, м	Дата измерения,	Составляющие теплового баланса, (%)						Источник
			Приходная часть			Расходная часть			
			B	Q	+lE	80H	- lE	Q_g	
Баркрак Средний Пскемский	3540	VIII1983	67	33	—	93	7	—	Коновалов В.Г. 1985
Туюксу, Заилийский Алатау	3470	VI-VIII	80	20	—	73	10	-17	
Кара-Баткак, Терскей-Алатау	3415	VII-VIII,	84	16	—	93	7	—	Диких А.Н. 1993
		ср.много.	82	18	—	94	6	—	
Семенова, Адыртор	3680	VIII1962	78	22	—	94	6	—	
Кызылсу, южный склон Терскей-Алатау	3900	VII1977	82	18	—	96	4	—	
			83	17	—	80	20	—	
Ледник №1, Тиангер		VIII1977	84.4	10.3	5.3	88.1	11.9	—	Liu Chaokai et. al.

Примечание. Тепло, поступающее за счет радиационного баланса — **B**, турбулентного теплообмена — **Q**, выделяемое при конденсации — **+lE**. Тепло затраченное на: таяние льда — **80H**, испарение — **-lE**, прогревание ледника — Q_g.

Представленные в табл. 8.1. данные получены в результате наблюдений на ледниках, расположенных в разных районах Тянь-Шаня. Повсеместно отмечается преобладание в тепловом балансе доли радиационной составляющей. Только на Западном Тянь-Шане она менее 70%, что можно объяснить залеганием ледников на относительно низких хребтах, имеющих повышенный температурный фон по сравнению с внутренними районами Тянь-Шаня. Устойчивость соотношения составляющих теплового баланса и затрат тепла на таяние для рассмотренных ледников свидетельствует об однотипности процесса таяния на всей территории. Маломеняющиеся по территории доли компонентов теплового баланса позволяют использовать единую зависимость таяния от температуры воздуха для большей части территории Тянь-Шаня.

В энергетическом балансе поверхности ледника существенна роль испарения. Максимум испарения с поверхности ледников приходится на период аккумуляции благодаря высокой солнечной радиации. В теплый сезон испарение в значительной степени компенсируется конденсацией на поверхности ледников. Практически на всей территории Тянь-Шаня из-за неравномерного поступления солнечной

радиации склоны южной экспозиции постоянно бесснежны до высоты 3000-3500 м, хотя количество осадков такое же, как и на противоположном склоне [Диких и др., 1976]. В формировании стока велика роль подстилающей поверхности. На склонах и осыпях коэффициент стока более 0.8, а на задернованных склонах он уменьшается до 0.15.

Крупнейшие ледники Тянь-Шаня, приуроченные к массиву Хан-Тенгри (Томур) и спускающиеся до отметок 2800-3000 м, достигают высотного пояса с аридным климатом, где годовая сумма осадков составляет 300-350 мм. Из-за испарения и дефляции устойчивый снежный покров на этих ледниках до высот 3200-3400 м почти не образуется, и таяние льда здесь начинается с установления положительных температур в дневное время.

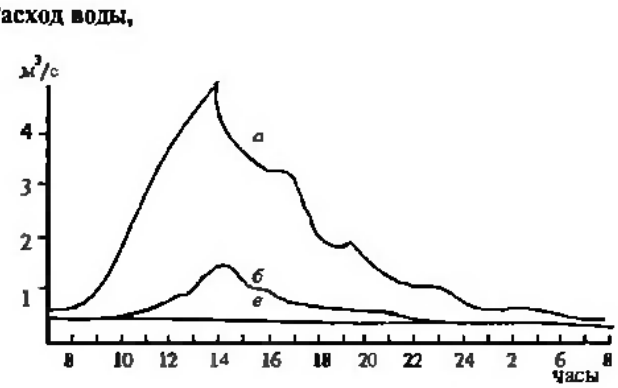


Рис. 8.2. Суточный гидрограф стока в горно-ледниковом бассейне Сары-Тор:
а - при ясной погоде,
б - при переменной облачности,
в - в холодные, пасмурные дни

Летне-весенний максимум осадков осложняет процесс абляции. В гляциальной зоне большая часть осадков выпадает в твердом виде резко увеличивая альбедо поверхности и снижая таяние.

Малая мощность фирновой толщи определяет особенность формирования ледникового стока на Тянь-Шане. Таяние и абляция (сток) в течение нескольких часов реагируют на колебание температуры воздуха и изменение интенсивности солнечной радиации, поэтому гидрограф многомодален и имеет четко выраженный суточный ход (рис 8.2). Хотя трансформация талых вод и происходит, но ледником аккумулируется несопоставимо меньше воды, чем уходит в сток, поскольку толщина фирна в области питания невелика и составляет всего несколько метров. По натурным измерениям, средняя скорость добегания равна 0.5 м/сек. В начальный период таяния снега талые воды практически все идут на весеннее льдообразование и только при достижении среднесуточных температур 1.5 -2.0° начинается активный сток.

Понижение температур воздуха, как правило, связано с выпадением летних снегопадов. К сентябрю абляция обычно прекращается, но ледник освобождается от аккумулированных запасов талых вод постепенно. Продолжительность разгрузки зависит от размеров ледника и вычисляется по следующей формуле [Голубев, 1976]:

$$\tau = 3.8 \lg(F + 1), \qquad (1)$$

где τ — среднее время добегания, сут, F — площадь ледника, км^2.

Согласно этой формуле добегание талых вод, накопленных ледниками размеров 2.5, 10 и 600 км^2, происходит соответственно за 4.1, 6.8, 24.3 сут. В связи с тем, что большинство ледников имеют размеры менее 5 км^2, период разгрузки у них составляет несколько дней.

Максимальные объемы ледникового стока отмечаются в период достижения снеговой линией своего наивысшего положения. Обычно это происходит в середине июля и удерживается до 10-15 августа. Водоносность рек в это время также наибольшая.

8.2. Метод определения среднего многолетнего ледникового стока

К ледниковому стоку мы относим все воды, стекающие с ледника независимо от того образовались ли они в результате таяния собственно льда и фирна или стока от атмосферных осадков, выпадающих на ледниках в жидком и твердом виде. При таком подходе объем и интенсивность образования ледникового стока определяется режимом осадков и абляции в теплую часть года.

Для условий Тянь-Шаня величина абляции, которую можно приравнять к стоку (за вычетом внутреннего питания) зависит не только от теплового баланса летнего периода, но в большей степени от мощности и строения фирновой толщи и накопленного запаса холода. При детальных водно-балансовых наблюдениях в ледниковом бассейне величину стока из фирновой зоны можно получить в виде остаточного члена уравнения водного баланса, который включает в себя не только величину внутреннего питания, но и ошибки всех остальных составляющих расходной и приходной частей.

Суть примененного метода расчета объемов ледникового стока сводится к следующему. На основании анализа данных суммарных и суточных осадкомеров, расположенных в высокогорных районах, выявлены закономерности распределения осадков на высотах свыше 3000 м, в основном за 1956-1986 гг. Все дальнейшие расчеты выполнены для этого периода. Высота суммарных осадкомеров в редких случаях превышала 4000 м. Характер распределения осадков на территории китайской части Тянь-Шаня выявлен на основе анализа данных равнинных и среднегорных станций, материалов наблюдений в верховьях бассейна р. Урумчи и научных публикаций [Liu Chaohai, Ding Liagfu 1988; Kang Ersi, 1983; Zhang Weinjing, Xie Zichu 1983; Wang Zongtai et al., 1989].

Сложное строение рельефа, своеобразие орографии, массивность горной системы проявились в неравномерной увлажненности территории, что побудило нас выделить районы, соответствующие бассейнам рек, входящих в каталоги ледников (табл. 8.2). Для каждого района определяется постоянный по высоте градиент осадков.

Данные о годовых суммах осадков и размерах площадей оледенения в 100-метровых высотных интервалах позволили определить объем накопившейся за год влаги по вертикальному профилю оледенения. Для получения реальных аккумулированных объемов влаги в эти величины введены поправки на испарение. Исходя из результатов натурных наблюдений и расчетов [Диких, 1982; Иверонова, 1960; Соседов, 1976], годовая сумма осадков уменьшалась на 100 мм.

Дата начала таяния льда определялась следующим образом. По выявленному для каждого региона характеру внутригодового распределения осадков рассчитывалось их количество, накопившееся за период с 15 сентября по 15 июня. Эта величина делилась на температурный коэффициент таяния, по которому в условиях Тянь-Шаня на 1° положительной температуры в среднем стаивает 5.4 см снега в слое воды. Таким образом, рассчитывалось количество градусов, необходимое для таяния накопленных осадков. Последовательное суммирование среднесуточных положительных температур до суммы температур, равной затратам на таяние накопленных твердых осадков за текущий зимний период, позволяет определить дату начала таяния льда. Расчеты таяния выполнялись для высот 3400 и 3600 м.

Слой стаявшего льда вычислялся на основе выявленной для конкретного района зависимости таяния льда от температуры воздуха, или брались наблюденные величины: Заилийский Алатау [Ледники Туюксу, 1984], Киргизский хребет [Сумарокова, 1965], бассейн р. Пскем [Щетинников, 1976], северный склон хребта Терскей-Алатау

Таблица 8.2. Годовые суммы осадков за период 1956-1986 гг. (мм) по бассейнам основных рек

Высота, м	5000	4800	4600	4400	4200	4000	3800	3600	3400	3200	3000	2800	2600
Бассейн р.Сырдарья													
Арысь	–	–		1438	1382	1281	1195	1114	1036	945	854	–	–
Пскем		–	–	2127	1947	1766	1616	1476	1342	1182	1079		
Чаткал		2154	2086	1885	1667	1449	1231	1013	795	577	–		
Карадарья	–	–	–	–	730	747	910	917	923	930	–	–	–
Бассейн р. Нарын													
Кекемерен правый приток расположенный ниже	849	822	795	769	742	715	688	660	634	607	565	495	
М. Нарын и правый приток до р.Кекемерен	1050	1014	978	942	906	870	834	798	738	678	–	–	
Б. Нарын	–	864	786	708	631	553	475	398	319	310	310		
Ат-Баши	–	779	737	674	612	549	487	424	361	340	320	–	
Алабуга и левый приток до Карадарьи	891	847	802	759	715	671	617	563	508	450	392	334	
Бассейн р. Чу													
Верховья	–	705	673	641	609	576	548	428	–	–	–	–	–
Реки северного склона Киргизского хребта		–	1203	1117	1031	945	859	773	687	653			
Чон-Кемин, Кичи-Кемин		671	657	643	629	615	601	587	573	559	–	–	
Таласс, Асса	–	884	862	840	818	796	774	752	730	708	686	664	
Бассейн р.Сарыджаз													
Левые притоки	863	802	743	713	709	682	628	563	429	344	319	297	–
Правые притоки	677	664	641	602	566	506	481	418	366	340	–	–	–
Бассейн оз.Иссык-Куль													
Северный склон хребта Терскей-Алатау	–	1116	1082	1036	989	942	895	848	801	754	707	–	–
Южный склон хребта. Кунгей-Алатау	–	730	704	678	652	626	600	571	548	522	–	–	–
Бассейн оз.Балкаш													
Северный склон Заилийского Алатау	1012	986	960	934	908	1023	1137	1252	1366	1111	856	–	–
Чарын, Текес	1222	1154	1086	1018	950	882	814	751	696	648	600		
Чилик	884	858	832	806	780	754	728	702	676	650	–	–	–
Бассейн р Тарим													
Кокшаал	570	542	486	430	391	368	346	324	301	279	–	–	–
Аксу	832	804	748	692	644	604	564	524	484	444	404		
Тайлан	1091	1063	1008	952	897	842	786	731	675	620	565	–	–
Музарт	1125	096	1038	980	922	864	806	748	690	632	574	516	458
Куча	1127	1098	1040	981	923	864	806	748	689	631	573	–	–
Дина	1013	984	925	867	808	750	692	633	575	516	458		
Кайду	927	898	840	781	723	665	606	549	489	431	–	–	–
Бассейн р.Или													
Каш	–	–	1114	1085	1025	966	907	848	789	729	670	–	–
Кунес, Текес	907	894	868	842	816	790	764	738	712	686	660	634	608
Бассейны рек Джунгарской впадины													
Северный склон хребта Баркель Карлыктаг	741	719	675	631	587	543	499	455	425	408	392	–	–
Северный склон хребта Богдо-Ула	805	783	739	695	651	607	563	519	489	472	456	–	–
Таши, Урумчи	729	707	663	619	575	531	487	443	413	396	380	481	453
Манас	727	712	683	653	624	594	565	536	506	477	–	–	–
Дахеянцзы, Куйтун	775	761	733	705	677	649	621	593	565	537	509	481	453
Бассейны рек Турфан-Хамийской впадины													
Алагоу	–	–	699	677	633	589	545	501		–	–	–	–
Южный склон хребта Богдо-Ула	977	958	921	884	847	809	772	735	698	660	623		
Южный склон хребта Баркель Карлыктаг	733	716	683	649	616	582	548	515	481	448	414		

[Диких, 1982], бассейн р. Урумчи, хребет Богдо-Ула [Wang Zongtai et al., 1989]. Расчетные величины таяния льда на высотах 3400 и 3600 м использовались для определения высотного градиента таяния льда до фирновой линии, где оно равно нулю.

Во всех ледниковых системах учтены площади, покрытые мореной, и определены объемы талых вод, формирующиеся под ними. Наибольшие ошибки в расчете абляции льда связаны с использованием единого коэффициента таяния. Он неодинаков для разных высот он неодинаков и меняется от 6.7 мм/град на высоте 3200 м до 16.4 мм/град на 4500 м [Диких, 1982; Камалов, 1967].

Для Северного Тянь-Шаня расчет величины таяния на высоте 3400 м проводился по эмпирической формуле:

$$a_t = 5.6_{t10} + 0.21, \qquad (2)$$

где t_{10} среднедекадная температура воздуха, а — средняя абляция за рассматриваемую десятидневку. Суммарная абляция льда за летний период находится суммированием средних декадных величин абляции.

Расчет таяния для внутренних и южных районов Тянь-Шаня проводился по формуле, выведенной на основе материалов наблюдений, полученных на леднике №72, расположенном в верховьях р. Сары-Джаз на северном склоне хребта Адыртор на высоте 3600 м. Формула имеет вид:

$$a_t = 5.7_{t5} + 1.4, \qquad (3)$$

где t_5 — средняя температура за 5 дней.

Сток из фирновой области принимался равным половине годовой суммы аккумуляции в высотном интервале, ограниченном снизу фирновой линией (граница ледяного питания), а сверху отметкой 5000 м, выше которой стока не происходит. Это установлено по результатам непосредственных измерений величины снежного остатка, внутреннего питания и годовой суммы осадков на ледниках Карабаткак — северный склон хребта Терскей-Алатау, №72 верховья р. Сары-Джаз, ледниках бассейна р. Пскем [Щетинников, 1976]. Расчетные величины в среднем близки измеренным в областях аккумуляции по методу водного баланса. Так, на Памирском фирновом плато и леднике Медвежьем выше 5000 м количество талых вод пренебрежимо мало [Дюргеров, Урумбаев, 1977, Дюргеров, 1979]. По данным наблюдений в снежных шурфах, заложенных в зоне аккумуляции ледника Медвежий на высоте порядка 5000 м "величина жидкого стока не превышает 2% среднего годового прихода всей массы" [Дюргеров и др., 1985 ,стр. 132].

8.3. Пространственная изменчивость ледникового стока

На территории Тянь-Шаня выделяется 7 озерно-речных бассейнов, относящихся к разным областям внутреннего стока. Эти бассейны различны по своим площадям, водоносности, масштабам оледенения и величинам ледникового стока. В табл. 8.3. представлены расчетные величины ледникового стока основных бассейнов Тянь-Шаня.

В целом, выявляется четкая закономерность: повышение доли ледникового стока в районах с большими площадями оледенения и резкой высотной дифференциацией осадков или их общим небольшим количеством. Наибольшие различия у бассейнов рек Сыр-Дарьи и Тарима. В первом, несмотря на немалую площадь оледенения и значительный ледниковый сток, доля его в общем стоке невелика.Это

Таблица 8.3. Средние годовые объемы общего и ледникового стока основных рек Тянь-Шаня

Бассейн реки	Площадь оледенения, км²	Объем общего стока, млн.м³	Ледниковый сток				
			от осадков, млн м³	от льда, млн м³	суммарный		% общего стока
					млн м³	мм	
Чирчик	179	7159	160.7	87.4	248.1	1386	3.5
Пскем	127.8	2586	127.8	71.9	199.7	1563	7.7
Чаткал	51.2	3847	32.9	15.5	48.2	941	1.3
Карадарья	74.6	3194.6	42	64.2	106.2	1424	3.3
Нарын	1369.7	15000	562.3	628	1190.3	869	7.8
Б. Нарын	618.6	1440	198.5	261.2	459.7	743	31.9
М. Нарын	355.8	1836	210.3	127.5	337.8	949	18.4
Ат-Баши	113.7	1047	33.2	68	101.2	890	9.7
Кекемерен	142.9	8111.1	60.8	88.6	149.4	1045	1.8
Реки от устья Ат-Баши до устья Карадарьи	138.7	1896	59.5	82.7	142.2	1025	7.5
Арысь	35.8	1432	28.3	27.7	56	1564	3.9
Весь бассейн Сырдарьи	**1658.4**	**26985.6**	**793.3**	**807.3**	**1600.6**	**965**	**5.9**
Реки Талас, Асса и северный склон Киргизского хребта	635.9	3318	350.3	277.2	627.5	987	18.9
Правые притоки р. Чу	152.3	749.6	57.2	62.2	119.7	786	16
Верховья	106.5	889.3	42.6	27.3	69.9	656	7.9
Весь бассейн р. Чу	**894.7**	**4956.9**	**450.4**	**366.7**	**817.1**	**913**	**16.5**
Реки южного склона Кунгей-Алатау	143.1	1040.2	57	64.7	21.7	850	11.7
Реки северного склона Терскей-Алатау	507.3	2679.8	253.2	149.9	403.1	795	15
Весь бассейн озера Иссык-Куль	**650.4**	**3720**	**310.2**	**214.6**	**524.8**	**807**	**14.1**
Реки северного склона хребта Заилийский Алатау	308.3	1320	244.6	137	3381.6	10969	28.9
Чилик	302.4	994	140.6	139.9	280.5	928	28.7
Текес, включая Чарын	2111.1	12507.9	1081.2	1222.3	2303.5	1091	18.4
Текес, включая Чарын на территории бывшего СССР	145.3		71	50.7	121.7	838	
Текес, Кунес на территории КНР	1545.84	-	757.4	795.5	1552.9	1005	-
Каш	421.6	3870	252.8	376.1	628.9	1492	16.2
Весь бассейн р. Или	**2721.8**	**14821.9**	**1466.4**	**1499.2**	**2965.6**	**1090**	**20**
Кокшаал	983	1550	287.1	366.1	653.2	664	31
Аксу	3195.4	3512	1015.6	1143.3	2158.9	676	46.3
Тайлан	739.8	714	288.5	263	551.5	745	56.8
Музарт	1700.8	2533	812.1	858.1	1670.2	982	63.7
Куча	24.2	326	13.5	15.7	29.2	1207	9
Дина	58.8	319	27.1	31	58.1	988	18.2
Кайду	475	3380	192.7	189.3	382	804	11.3
Весь бассейн р.Тарим	**7177.1**	-	**2636.6**	**2866.5**	**5503.1**	**767**	**46.7**
Алагоу	38.6	116	13.7	14	27.7	718	23.9
Реки южного склона хребта Богдо-Ула	125.5	1304	61.3	58.1	119.4	951	9.2
Реки южного склона хребта Баркель, Карлыктаг	88.7	500	30.8	37.6	68.4	771	13.7
Весь бассейн рек Турфан-Хамийской впадины	**252.7**	**1920**	**105.8**	**109.7**	**215.5**	**853**	**11.2**
Реки северного склона Баркель, Карлыктаг	61.7	571	19.5	18.6	38.1	618	6.7
Реки северного склона хребта Богдо-Ула	91.5	1200	28.6	43.3	71.9	786	6
Таши-Урумчи	227.3	1486	64	91.5	155.5	684	10.1
Манас	608.3	1280	217.8	191.1	408.9	672	31.9
Хоргос-Аньцзыхай	429.4	585	171.8	138.8	310.6	723	50.9
Дахеянцзы-Куйтун	637.7	1527	232.1	357.7	589.8	925	24.3
Весь бассейн рек Джунгарской впадины	**2061.3**	**6649**	**733.8**	**841**	**1574.8**	**764**	**21.3**

Примечание. 1. Из-за отсутствия материалов гидрологических наблюдений по всем рекам отдельных бассейнов величина общего стока р. Тарим и рек Джунгарской впадины даны для территорий, площади оледенения которых соответственно равны 3462.19 и 1627.14 км². Для этих же территорий рассчитана доля ледникового стока.

2. Границы бассейнов рек рассматриваются в пределах территорий каталогов ледников СССР т. 14, вып. 1, части 1-7, часть 8 (ледники 1-168), 11. Из-за отсутствия гидропостов на отдельных притоках сток в замыкающем створе р. Нарын больше, чем суммарный сток крупных притоков.

3. Из-за отсутствия данных непосредственных измерений стока общая величина водоносности р. Текес получена как остаточный член от суммарного стока р. Или.

4. В связи со слабой гидрологической изученностью величина общего стока дана только для частных бассейнов. Общий сток в бассейне р. Кокшаал приведен для территории с оледенением 724.72 км², р. Аксу — 2655.2 км², р. Тайлан — 544.53 км², р. Музарт — 1642.2 км², р. Дина — 49.77 км², р. Кайду — 473.97 км². Доля ледникового стока рассчитана для этих же площадей оледенения.

5. Доля ледникового стока (%) и общий сток подсчитан для территории в бассейнах рек Таши - Урумчи — 219.23 км², рек Хоргос-Аньцзыхай — 411.87 км² и рек Дахеянцзы — 401.13 км².

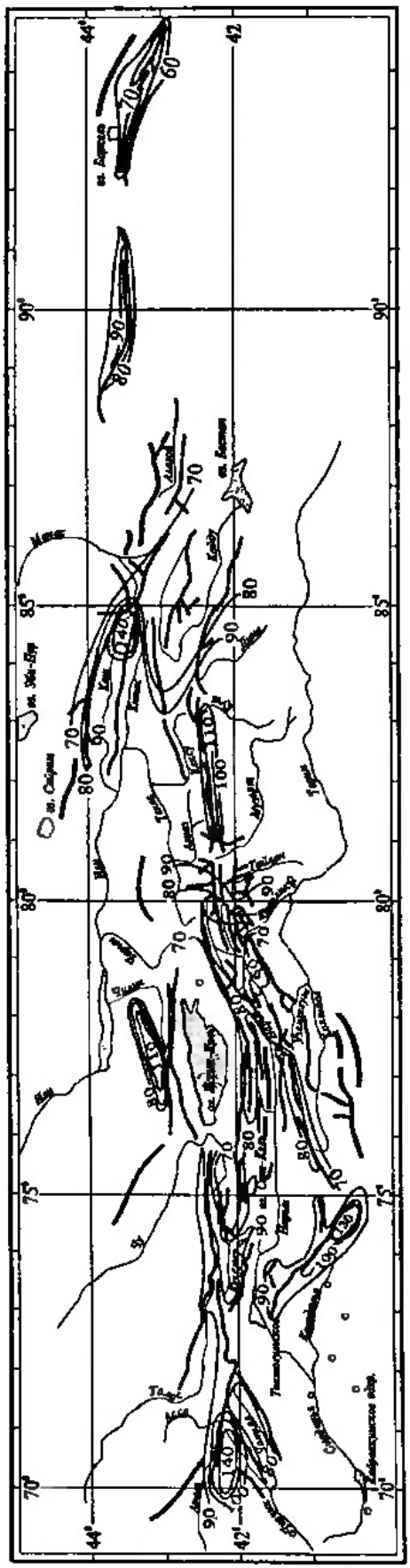


Рис. 8.4. Модуль ледникового стока (л/сек.км^2) за теплый период (с 15 мая по 16 сентября)

обусловлено значительным увлажнением Западного Тянь-Шаня и некоторых районов Внутреннего. В районах Западного Тянь-Шаня максимум осадков выпадает в зимне-весеннее время, создавая благоприятные условия для формирования весеннего половодья за счет таяния снежного покрова на неледниковых поверхностях. Повышенная интенсивность абляции снега и льда обусловлена относительно низким залеганием ледников.

В связи с тем, что формирование ледникового стока происходит в теплую часть года (крайние даты 16 мая — 15 сентября) за этот промежуток времени рассчитан модуль и объем стока (табл. 8.4 и рис. 8.3).

Данные таблицы 8.4 позволяют говорить о проявлении региональных особенностей в формировании ледникового стока. Наибольшие величины модулей стока приурочены к окраинным хребтам юго-западного, северо-западного, северного и северо-восточного Тянь-Шаня. Во внутренних районах значения модуля снижаются.

Крупнейшие ледники Тянь-Шаня, такие, как Иныльчек, Каинды, Семенова также спускаются до отметок 2800-3200 м, но из-за значительной замороженности таяние льда в приконцевой части на этих ледниках мало и не обеспечивает высокий модуль стока. Из-за своего глубокого внутригорного положения ледники внутренних районов Тянь-Шаня до высот 3800-4000 м получают мало осадков, а большие высоты не способствуют активному таянию льда, в результате модули от таяния как снега, так и льда невелики.

В бассейне р. Тарим большая доля ледниковых вод в общем объеме стока обусловлена не только большей площадью оледенения, но крайне слабым увлажнением преобладающей части территории. Среди выделенных бассейнов обращает на себя внимание Турфан-Хамийская впадина. Хребты этого района имеют пре-

Таблица 8.4. Объем и модуль среднемноголетнего ледникового стока рек Тянь-Шаня в период абляции (с 16 мая по 15 сентября)

Бассейн реки	Площадь оледенения ниже 5000 м, км²	Сток						
		от таяния снега		от таяния льда		суммарный ледниковый		
		Объем млн м³	Модуль л/(с км²)	Объем млн м³	Модуль л/(с км²)	Объем млн м³	Расход м³/ с	Модуль л/(с км²)
Бассейн р. Сырдарьи								
Большой Нарын	618.6	198.5	30.2	261.2	39.7	459.7	43.3	69.9
Малый Нарын	355.8	210.3	55.6	127.5	33.7	337.8	31.8	89.3
Ат-Баши	113.7	33.2	27.4	68	56.3	101.2	9.5	83.7
Кекемерен	142.9	60.8	0	88.6	58.4	149.4	14.1	98.4
Алабуга	138.7	59.5	40.4	82.7	56.1	142.2	13.4	96.5
Карадарья	74.6	42	52.9	64.2	81	106.2	10	133.9
Пскем	127.8	127.8	94.1	71.9	53	199.7	18.8	147
Арысь	35.8	28.3	74.3	27.7	72.9	56	5.3	147.2
Бассейн р. Чу								
Реки северного склона Киргизского хребта	635.9	350.3	51.8	277.2	41	627.5	59.1	92.9
Правые притоки (Чон-Кемин)	152.3	57.2	35.3	62.2	38.4	119.7	11.3	73.9
Верховья р. Чу	106.5	42.6	37.7	27.3	24.1	69.9	6.6	61.8
Бассейн оз.Иссык-Куль								
Реки южного склона хребта Кунгей-Алатау	143.1	57	37.5	64.7	42.6	121.7	11.5	80
Реки северного склона хребта Терскей-Алатау	505.7	253.2	47.1	149.9	27.9	403.1	37.9	75
Бассейн р.Или								
Реки северного склона хребта Заилийский Алатау	308.3	244.6	74.7	137	41.8	381.6	35.9	116.5
Чилик	302.4	140.6	43.8	139.9	43.5	280.5	26.4	87.3
Текес на территории бывшего СССР	145.3	71	46	50.7	32.8	121.7	11.5	78.8
Текес, Кунес на территория КНР	1545.84	757.4	46.1	795.5	48.4	1552.9	146.1	94.5
Каш	421.6	252.8	56.4	376.1	83.9	628.9	59.9	140.4
Бассейн р.Тарим								
Койлю	215.5	71.3	31.1	97.1	42.4	168.4	15.9	73.5
Учкуль	337.2	104.2	29.1	119.4	33.3	223.6	21	62.4
Ак-Шыйрак	377.2	114.1	28.5	124.2	31	238.3	22.4	59.4
Куюкап	72.3	23.2	30.2	35	45.5	58.2	5.5	75.8
Каинды	133.4	47	33.1	57.1	40.3	104.1	9.8	73.4
Инылъчек	523.6	188.2	33.8	263	47.3	451.2	42.5	81.1
Верховья	342.8	181.8	49.9	108.4	29.8	290.2	27.3	79.7
Кокшаал	932	287.1	29	366.1	37	653.2	61.5	65.9
Тайлан	508.6	288.5	53.4	263	48.7	551.5	51.9	102
Музарт	1369.39	812.1	55.8	858.1	59	1670.2	157.2	114.8
Куча	24.23	13.5	52.4	15.7	61.1	29.2	2.8	113.5
Дина	58.84	27.1	43.3	31	49.6	58.1	5.5	93
Кайду	474.98	192.7	38.2	189.3	34.5	382	35.9	75.7
Бассейн Турфан-Хамийской впадины								
Алагоу	38.56	13.7	33.5	14	34.2	27.7	2.6	67.7
Южный склон хр. Богдо Ула	124.64	61.3	46.3	58.1	43.9	119.4	11.2	90.2
Южный склон хр. Баркель, Карлыктаг	88.69	30.8	32.7	37.6	39.9	68.4	6.4	72.6
Бассейн Джунгарской впадины								
Северный склон Баркель, Карлыктаг	67.1	19.5	27.3	18.6	26.1	38.1	3.6	3.5
Северный склон хр. Богдо Ула	90.44	28.6	27.7	43.3	45	71.9	6.8	74.9
Таши-Урумчи	222.08	64	26.5	91.5	37.9	155.5	14.6	64.4
Манас	607.37	217.8	33.7	191.1	29.6	408.9	38.5	63.4
Хоргос-Аньцзыхай	428.94	171.8	37.7	138.8	30.4	310.6	29.2	68.1
Дахеянцзы-Куйтун	637.74	232.1	34.2	357.7	52.8	589.8	55.5	87

имущественно южную ориентацию и небольшое увлажнение. При таких условиях доля ледникового стока казалось бы должна превалировать над остальными составляющими, но этого не происходит, так как площадь оледенения незначительна.

Конфигурация линий модуля суммарного летнего ледникового стока подобна рисунку линий отдельных составляющих (рис 8.4 и 8.5). Максимальная величина (147 л/сек км^2) отмечается в бассейнах рек Пскем и Арысь, минимальная (53,5 л/сек км^2) присуща рекам северного склона Баркель и Карлыктаг, т.е. наибольший модуль ледникового стока наблюдается в наиболее увлажненном Западном Тянь-Шане, а наименьшие в относительно сухом Восточном (см. рис 8.3). Пересчет величин модулей ледникового стока теплого периода на годовые ведет к уменьшению их значений в 2.5-3 раза, но они все же остаются существенно выше, чем модули общего стока. Особенно низки модули общего стока в бассейнах рек внутренних районов Тянь-Шаня.

По оценкам [Большаков, 1974], модуль речного стока в бассейнах Большой Нарын, Сары-Джаз, Кокшаал на высоте 3800 м соответственно равен 10.0, 6.2 и 10.0 л/сек км^2, модули ледникового стока в этих бассейнах выше и составляют 23.6, 24.2 и 22.2 л/сек км^2.

Многолетние водно-балансовые исследования в бассейнах рек Чон-Кызылсу (Иссык-Кульская котловина), Ала-Арча (Чуйская долина) и рек северного склона хребта Заилийский Алатау [Диких, 1990; Соседов, 1976; Сумарокова, 1965] показали превалирующую роль высокогорного пояса выше 3000 м в формировании стока. В диапазоне высот 2800-4300 м в бассейне р. Чу формируется 75%, в Иссык-Кульской котловине — 81% и в бассейне р. Сары-Джаз 82% общего стока, при этом нужно иметь в виду, что площади находящиеся выше 3300 м занимают от 20 до 30% общей площади в бассейнах этих рек. Только в бассейне р. Сары-Джаз на долю гляциально-нивального пояса приходится 80%, но это один из наиболее засушливых высокогорных районов Тянь-Шаня, в котором даже на высоте 3385 м (долина р. Иныльчек) годовая сумма осадков не превышает 350 мм. Приведенные данные еще раз подтверждают важную роль ледников как основных источников формирования стока рек внутренних и южных районов Тянь-Шаня.

Все выделенные гидрографические районы характеризуются и внутренними особенностями, обусловленными неоднородным строением рельефа, различиями в увлажнении. Кроме того, неодинакова и степень изученности как отдельных рек, так и некоторых крупных притоков наиболее водоносных рек. В связи с этим целесообразно дать подробную характеристику выделенных бассейнов.

8.3.1. Бассейн р. Сырдарья

На территории Тянь-Шаня р. Сырдарья является крупнейшей водной системой, она дренирует области Западного и Внутреннего Тянь-Шаня. Воды реки используются в промышленности, гидроэнергетике, большая часть стока разбирается на орошение и не доходит до Аральского моря.

Данные табл. 8.3 свидетельствуют о неравнозначном вкладе различных притоков в суммарный сток р. Сырдарья: 56.3% общего стока принадлежит р. Нарын. Она дренирует территории Внутреннего Тянь-Шаня и является основой гидроэнергетики Киргизии и Узбекистана. В настоящее время на р. Нарын и ее притоках действует 5 электростанций и 3 строятся. Развитое в этом бассейне оледенение оказывает существенное влияние на режим стока, особенно в верховьях реки. Наиболее надежно можно оценить изменение доли талых вод вниз по течению р. Нарын, где достаточно большое количество гидростворов (см. параграф 8.6).

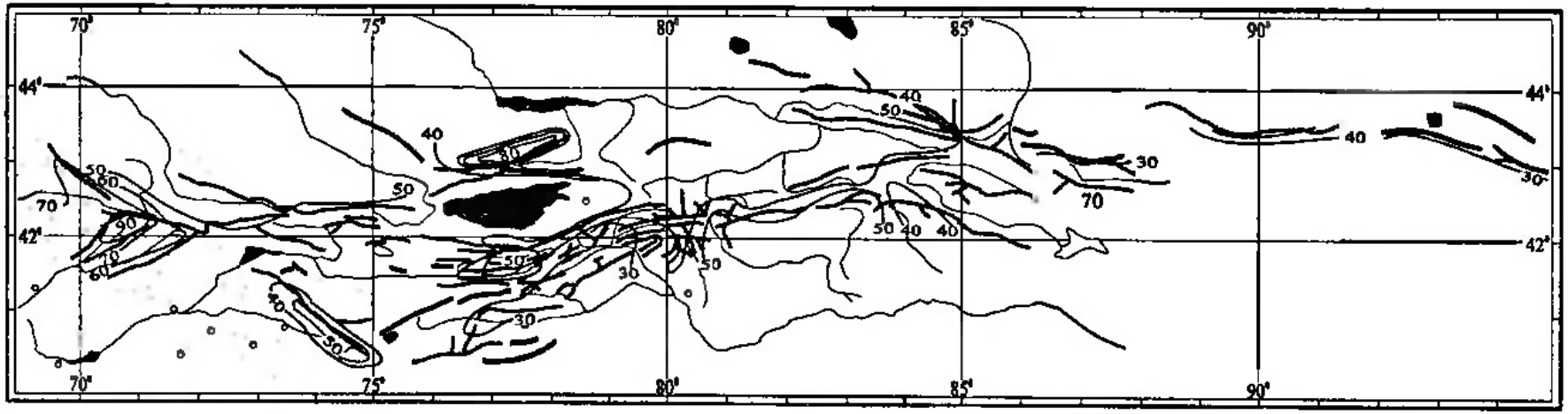


Рис. 8.4. Модуль стока (л/сек.км^2) за теплый период от таяния снега на ледниках в период с 15 мая по 16 сентября

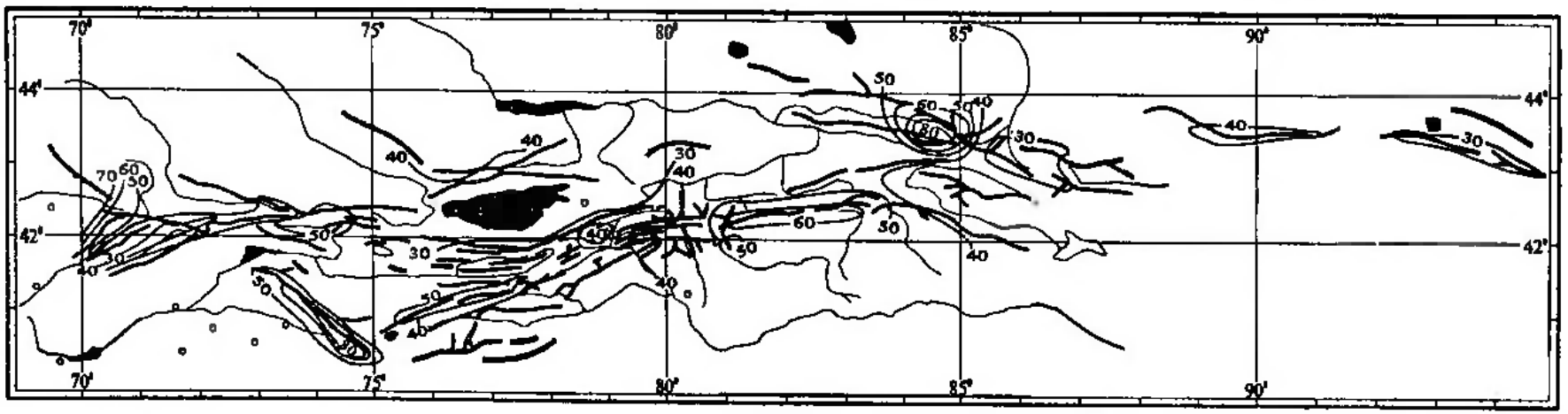


Рис. 8.5. Модуль стока (л/сек.км^2) за теплый период от таяния льда на ледниках в период с 15 мая по 16 сентября

Сокращение доли ледниковой составляющей от верховьев к устью р. Нарын обусловлено главным образом уменьшением степени оледенения в этом направлении от 10.6 до 2.4%. Модуль стока меняется значительно меньше и находится в интервале 7.03 — 8.30 л/сек км^2, причем в средней части бассейна и его низовьях он одинаков — 8.3. л/сек км^2. Столь незначительное колебание величины модуля стока при 4—кратном понижении степени оледенения объясняется повышенным увлажнением западных областей бассейна р. Нарын и увеличением доли зимне-весенних осадков и, следовательно, стока за счет таяния сезонного снега. На метеостанции "Токтогул" (820 м над у.м.) с мая по сентябрь выпадает 38.6% общей суммы в 334 мм осадков, а на метеостанции "Тянь-Шань" (3612 м над у.м.) — 76.8% от 306 мм. В гляциальной зоне бассейна доля осадков теплого периода еще больше.

8.3.2. Бассейн р. Чу

Река Чу формирует свой сток частично в районах Внутреннего Тянь-Шаня, полностью дренирует северный склон хребта Киргизский Алатау и Таласскую долину. Несмотря на обширную площадь бассейна (67.5 тыс. км^2), стокоформирующая площадь составляет всего 35.9 тыс. км^2 [Большаков, 1974]. Река не отличается водоносностью, хотя ее значение в жизнедеятельности населения Чуйской долины трудно переоценить.

По условиям стокоформирования и водному режиму бассейн р. Чу разделяется на три района (табл. 8.4). Малая водоносность р. Чу обусловлена слабым развитием оледенения, особенно в верховьях бассейна. Истоки реки характеризуются сравнительно небольшим увлажнением, высоким залеганием ледников, малыми удельными величинами абляции и ледникового стока. Основной объем воды формируется на северных склонах Киргизского хребта и в Таласской долине, которые характеризуются повышенным увлажнением в высокогорной зоне. Максимальные площади оледенения приурочены к центральной части Киргизского хребта. Доля ледникового питания у рек этого района оценивается в 22.6%, а у рек Талас и Асса она составляет всего 12.9%.

Воды всех рек до русла р. Чу не доходят, при выходе из гор они разбираются на орошение. Основу стока (91,3%) правых притоков р. Чу составляют воды р. Чонг-Кемин. В этом бассейне площадь оледенения равна 152.3 км^2. Степень оледенения равна 8%, но из-за повышенного увлажнения доля ледникового стока составляет только 16 %.

8.3.3. Бассейн оз. Иссык-Куль

Иссык-Кульская котловина представляет собой относительно небольшой замкнутый водосборный бассейн площадью 22.1 тыс. км^2 и характеризуется своеобразными климатическими и гидрологическими условиями. К первым относится резкая дифференциация увлажнения как в горизонтальном, так и вертикальном направлении, ко вторым — наличие многочисленных небольших рек. Среднегодовые расходы преобладающего числа рек не превышают 3-5 м^3/сек, они в значительной степени формируют свой сток за счет таяния ледников.

Из-за разной степени оледенения объемы ледникового стока рек южного и северного обрамления неодинаковы. Как видно из табл. 8.3, доля ледниковых вод, особенно для рек северного обрамления озера, в годовом объеме невелика, но необходимо иметь в виду, что подсчитана она для всех рек южного склона хребта Кунгей-Алатау. С южного склона хребта стекают 34 речки в Иссык-Куль (9 являются правыми притоками р. Тюп), из них оледенение имеется только в 13.

По сравнению с другими эти реки наиболее водоносны и в их годовом объеме доля ледниковых вод составляет 25.3%.

На южном побережье практически все реки в своих верховьях имеют ледники, вклад которых в общий объем стока равен 15%. Доля ледников в стоке увеличивается в засушливые годы и летние периоды. Так, в 1973 г., суммарный сток р. Чон-Кызылсу (южный склон) составил 45.5 млн м^3 в июле и 37 млн м^3 в августе, а доля талых ледниковых вод была 63 и 75% соответственно. На высоком уровне держится величина ледникового стока в последние годы, в связи с постоянно отмечаемым понижением увлажнения. За период с 1986 по 1989 г. в замыкающем створе р. Чон-Кызылсу доля ледникового питания в годовом объеме составляла 28.1 — 29.8%, а за летние месяцы она возрастала до 38.6 — 46.6%. Относительно низкий вклад ледниковых вод в сток летнего периода обусловлен значительным увлажнением высокогорной зоны хребта Терскей-Алатау. В районах с меньшим количеством годовых осадков доля ледниковой составляющей в 1,5-2 раза выше.

Для Иссык-Кульской котловины ледниковый сток имеет регулирующее значение. За счет отрицательного баланса массы ледников дополнительный приток воды идет на покрытие части дефицита водного баланса оз. Иссык-Куль.

8.3.4. Бассейн оз. Балхаш

На территории Казахстана основной зоной стокоформирования являются хребты центральной части северного Тянь-Шаня. Здесь ледниками занято 2721,8 км^2, сток с которых пополняет воды р. Или. В целом, благоприятное орографическое строение по отношению к влагонесущим потокам в верховья р. Или способствовали повышенному увлажнению и развитию здесь достаточно мощного оледенения. Предгорные же районы характеризуются слабым увлажнением, как и на всей территории Тянь-Шаня. Поэтому воды многих рек хребтов Заилийского Алатау, например, Кетмень и др., по выходе из гор полностью разбираются на хозяйственные нужды и до русла р. Или поверхностным путем не доходят. Из всех притоков р. Или наиболее неблагоприятные условия для существования оледенения — в верховьях долины р. Каш.

В общем ледниковом стоке велика пространственная изменчивость соотношения между долей от таяния снега на поверхности ледников и от таяния льда. Если на северном склоне хребта Заилийский Алатау оно равно 1.79, в бассейне р. Чилик — 1.0, то в долине р. Каш 0.67, а в целом по бассейну р. Или — 0.98 (см. табл. 8.3). Не останавливаясь на абсолютных величинах ледникового стока, полученных различными методами, отметим полное совпадение для Заилийского Алатау данных разных авторов [Вилесов и др., 1973; Соседов 1976].

8.3.5. Верховья р. Тарим.

Река Тарим, крупнейшая в бессточных бассейнах Центральной Азии, основной свой сток формирует на хребтах южной и центральной части Тянь-Шаня. В виду крайней засушливости предгорных и среднегорных территорий ледниковые воды рек региона имеют исключительно важное значение для этого густонаселенного района Китая. Мощные узлы оледенения формируют сток многочисленных притоков р. Тарим. Довольно часто реки из-за разбора воды на хозяйственные нужды не доходят до основного русла и представляются самостоятельными гидрографическими единицами. Району присущи резкие контрасты как в характере рельефа, гипсометрии, так и в климатических условиях,

особенно в температурном режиме и увлажнении. Годовая сумма осадков в Кашгаре (1297 м н.ур.м.) составляет всего 66 мм, в долине р. Тайлан на высоте 1550 м их на 100 мм больше. Крайне слабое увлажнение долины р. Сары-Джаз (хр. Кумалике), где даже на высотах 2800 м за год выпадает всего 180 мм (хр. Ак-Шыйрак) и 308 мм (хр. Койлю).

Незначительное увлажнение большей части территории отражается в величинах модуля стока. В истоках р. Тарим (хр. Тушкан) величина модуля поверхностного стока на высотах от 3000 до 3400 м находится в пределах 0.3 — 1.7 л/сек км^2, в бассейне р. Сары-Джаз на этих высотах она несколько выше — 2.4 — 5.4 л/сек км^2, но все равно намного ниже, чем в других районах — в бассейне р. Чирчик 38-41 л/сек км^2, в бассейне оз. Иссык-Куль — 18.0 л/сек км^2, на северном склоне Киргизского хребта — 11.4-17.0 л/сек км^2 [Большаков, 1974].

Бассейн р. Тарим выделяется среди всех районов Тянь-Шаня не только значительными площадями оледенения, но и очень высокой долей ледникового питания в таких крупных речных системах-притоках как Аксу, Тайлан, Музарт. Мощное оледенение в бассейне (7177,1 км^2) связано с большой высотой горных хребтов, поднимающихся выше 7000 м над у. м. и большими высотными градиентами аккумуляции. Вклад талых ледниковых вод в них превышает 50% общего стока, достигая максимума в бассейне р. Музарт (почти 64%). Естественно, что в летний период практически весь сток этих рек формируется за счет ледникового стока.

Анализируя данные табл. 8.3, нельзя не обратить внимание на близкие величины объемов стока, от осадков и от таяния льда, хотя для такого засушливого района следовало ожидать резкое преобладание стока от таяния льда. Видимо, причина этого вызвана большой абсолютной высотой оледенения. Так, в бассейне р. Кокшаал из общей площади льда 433.62 км^2, относящейся к области абляции, только 1.2% расположено ниже 3700 м, в долине р. Тайлан ниже 3300 м находится 2.6%, в долинах рек Куча и Дина до высот 3500-3600 м площади льда составляют 2.1 и 1.8%. Только в бассейне р. Музарт ниже 3200 м ледниками покрыто 25.4 км^2, или 3.7% от площади зоны абляции. Такое распределение площади оледенения объясняется большим высотным градиентом осадков, что предопределяет быстрое нарастание их годовой суммы с высотой.

Небольшая доля ледникового стока в долинах рек Куча, Дина, Кайду обусловлена слабым развитием оледенения, особенно в первых двух бассейнах, и повышенным увлажнением высокогорной части хребтов, которые здесь недостаточно высоки (4500-4900 м) для развития значительного оледенения.

8.3.6. Бассейн рек Турфан-Хамийской впадины

Это один из самых засушливых районов Китая, он занимает восточную оконечность Тянь-Шаня. Оледенение развито на южных склонах хребта Богдо-Ула, в меньшей степени на хребтах Баркель и Карлыктаг и только 38.6 км^2 занято ледниками в бассейне р. Алагоу. Годовое увлажнение предгорных районов составляет всего 33.8 мм (г. Хами). Даже на высоте фирновой линии (3860-4050 м) в хребтах Баркель и Карлыктаг за год выпадает 500-600 мм осадков. Лучше увлажнены южные склоны хребта Богдо-Ула, здесь на высоте границы питания (3950 м) выпадает за год 800 мм [Liu Chaohai, Ding Liagfu, 1988; Kang Ersi, 1983].

Близкое к единице соотношение между объемами вод, образовавшихся от осадков на леднике и от абляции льда, обусловлено, как и в бассейне р. Тарим, огромным высотным градиентом осадков. Так, по данным двухлетних наблюдений в бассейне р. Хигу [Wang Zongtai et al., 1989] годовой и летний градиент осадков в отдельных высотных зонах превышает 100 мм на 100 м подъема (табл. 8.5).

Таблица 8.5.

Градиент осадков в бассейне р. Хигу, мм/100м

Высота станций, м	1985		1986	
	VI-VIII	Год	VI-VIII	Год
2000	1.5	2.3	2.1	4.8
2500			18.8	31.3
3300	7.1	9.8	15.4	25.6
3350	69.3	118.6	61.2	102.1
3533	28.6	49.1	31.7	52.8
3780	19.4	33.1	23.6	39.4
4100				19.2

Большой скачок в величинах градиента как в летнем, так и годовом ходе с уровня 3350 м, т.е. с нижней границы распространения оледенения, объясняется приуроченностью к этим высотам максимума облачности, в результате чего существенно снижается температура воздуха, уменьшается поступление солнечной радиации и интенсивность таяния. Примером могут быть высоты изотермы 0° на северном склоне восточной оконечности хребта Тиангер и южных склонов хребта Богдо-Ула. Эти хребты вблизи г. Урумчи близко подходят друг к другу и, несмотря на противоположные экспозиции, на первом изотерма 0° летом 1985-1986 гг. была всего на 200 м ниже, чем на втором [Wang Zongtai et al., 1989].

Завершая характеристику ледникового стока рек Турфан-Хамийской впадины отметим в целом незначительный вклад ледниковых вод в общий сток рек, стекающих со склонов хребтов, обрамляющих впадину с севера, и только в стоке р. Алагоу их доля составляет четвертую часть объема. Но из-за незначительного здесь оледенения объемы ледниковых вод в 2.5-4.3 раза меньше, чем стекает воды с южных склонов хребтов Богдо-Ула, Баркель и Карлыктаг.

8.3.7. Бассейн рек Джунгарской впадины

Многочисленные реки этого региона дренируют северные склоны хребтов Борохоро, Ирен-Хабырга, Баркель и Карлыктаг По характеру рельефа реки первых двух хребтов должны впадать в оз. Эби-Нур, но из-за разбора на орошение и недостаточной водности большинство из них до озера не доходит. В настоящее время в оз. Эби-Нур впадают только реки Дахейянцзы, Джингхе, Куйтун.

Юго-восточная протяженность хребтов в целом неблагоприятна для доступа влажных воздушных масс западного переноса. Склоны юго-западной ориентации увлажнены в 1.5 раза больше, чем склоны, обращенные на северо-восток. На северных склонах хребтов Баркель и Карлыктаг на высоте фирновой линии (3740-3940 м) выпадает за год всего 450-550 мм осадков [Liu Chaohai, Ding Liangfu 1988], в то время как в центральных и западных частях этого региона их величина на 150-200 мм больше. В силу северной ориентации склонов, а также более северного их положения и преобладания летних осадков, средние температуры за июль-август в гляциальном поясе на 1-1.5° ниже, чем в южных районах Тянь-Шаня. Все это сказывается и на объемах ледникового стока.

Значительная протяженность региона по долготе, различия в строении рельефа, степени оледенения проявились в изменении соотношения между объемами вод, сформированными на леднике от осадков и таяния льда. Хотя в регионе в ледниковом стоке преобладают воды от таяния льда, в отдельных районах прослеживается обратное явление. Характерны в этом отношении данные по бассейнам рек Хоргос-Аньцзыхай и Дахеянцзы-Куйтун. В первом районе в ледниковом стоке объем от осадков на 23.8% больше, чем от таяния льда, а во втором он на 35.1% меньше.

При практически одинаковом увлажнении и интенсивности таяния в первой паре бассейнов (Хоргос — Аньцзыхай) за счет таяния льда образовался объем воды, равный 241.1 млн м^3, а за счет осадков — 67.6 млн м^3. В бассейне Дахеянцзы — Куйтун эти показатели равны 27.7 и 7.7 млн м^3 соответственно.

Существенные территориальные колебания испытывает доля ледниковых вод в общем объеме стока. Минимальные значения присущи районам восточной оконечности Тянь-Шаня. Максимальный вклад отмечается в бассейнах рек центральной части хребта Ирен-Хабырга. Учитывая засушливый характер климата, земледелие повсеместно возможно только на орошаемых землях, поэтому здесь талые ледниковые воды, даже при небольшой величине вклада в годовой объем стока, имеют решающее значение.

8.4. Временная изменчивость ледникового стока

Коэффициенты вариации (C_v) ледникового стока на территории Тянь-Шаня изменяются от 0.47 в бассейне р. Пскем до 0.21 в бассейне р. Сары-Джаз, а в Иссык-Кульской котловине и в бассейне р. Урумчи он равен 0.32 и 0.24, соответственно. Максимальные величины C_v приурочены к районам с повышенным увлажнением гляциального пояса, к которым относятся Западный Тянь-Шань и северный склон хребта Терскей-Алатау.

По данным измерений в бассейне ледника №1 после 1977 г., величина ледникового стока возрастает. Хотя ряд имеющихся материалов кончается в 1980 г., по аналогии с другими районами Тянь-Шаня (северный склон Заилийского Алатау) отмечается повышение стока талых ледниковых вод вплоть до 1990 г.

Таблица 8.6.

Расчетные данные по ледниковому стоку в верховьях р. Урумчи, годовые суммы осадков и летняя температура воздуха на высоте 3539 м за период 1959–1980 гг. (м/с "Дашику")

Год	Ледниковый сток, млн. м^3			Расчетная высота фирновой линии, м	Годовые осадки, мм	Средняя температура за VI-VIII, °С
	от осадков	от таяния льда	суммарный			
1959	12.3	12.7	25	3900	480	3.8
1960	11.4	15.9	27.3	3940	425	4.1
1961	10.2	11	21.2	3870	431	3.9
1962	11.9	19.7	31.6	3950	448	4.6
1963	11.8	12.6	24.4	3880	487	4
1964	10.8	13	23.9	3890	448	4.1
1965	11.2	13.6	24.8	3890	458	4.2
1966	11.2	15.3	26.5	3910	439	4.3
1967	8.4	8.9	17.3	3850	373	3.6
1968	7.7	6.8	14.5	3800	372	3.7
1969	11.4	8.2	19.6	3840	499	3.7
1970	9.5	13.9	23.4	3900	383	3.9
1971	11.8	7	18.8	3830	522	3.8
1972	11.2	11.4	27.6	3875	424	3.8
1973	10.1	22.8	32.9	4000	357	4.3
1974	10.5	17.1	27.6	3920	414	4.4
1975	10.9	10.3	21.2	3860	442	3.9
1976	9.7	3.3	13	3760	482	3
1977	10.9	25	35.9	4005	385	4.6
1978	11.5	20.1	31.6	3980	407	4.3
1979	10.9	14.6	25.5	3920	417	3.9
1980	9.5	21.7	32.2	3985	340	4.4
Средн.	11.2	14.5	25.7	4084	449	4.2

Изменчивость ледникового стока определяется в основном колебаниями составляющей от таяния льда, так как снеговое питание меняется незначительно от года к году (рис.8.6). В годы с объемами ледникового стока примерно близкими к норме доля вод от таяния льда составляет практически половину суммарного ледникового стока.

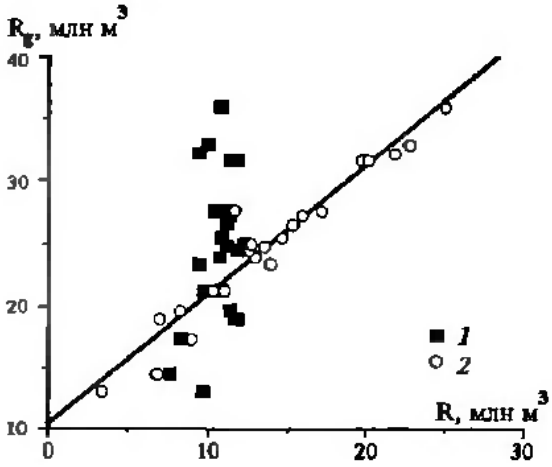


Рис. 8.6. Соотношение годовых объемов ледникового стока R и его составляющих р. Урумчи (1959-1980 гг.)
1 — сток от таяния снега
2 — сток от таяния льда

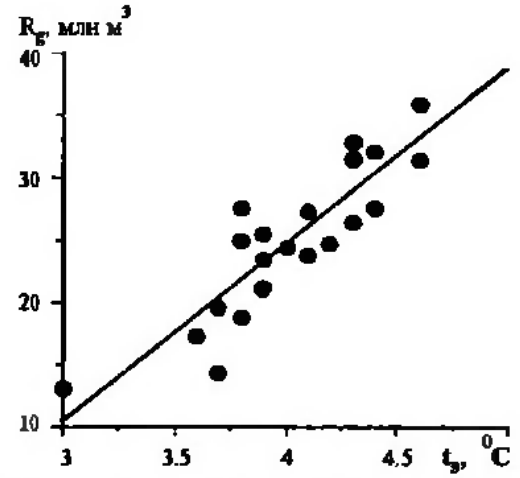


Рис. 8.7. Связь годовых объемов ледникового стока и средней летней температуры воздуха в бассейне ледника №1, р. Урумчи (1959-1980 гг.)

Из рис. 8.7 видно, что определяющим фактором формирования ледникового стока является температура воздуха теплого сезона. Формирование максимальных объемов происходит только при максимальных температурах и пониженном увлажнении. Доля стока от таяния льда повышается до 70%. Таким образом, при сохранении современных климатических условий в ледниковом стоке будет преобладать составляющая, сформированная за счет таяния льда (табл. 8.7).

Таблица 8.7.

Объемы ледникового стока, температура воздуха и осадки в годы со средними и экстремальными показателями по отношению к норме (все в%) в бассейне р. Урумчи

Год	Сток по отношению к норме	Ледниковый сток, %			Осадки, %	Температура воздуха, %	Доля стока от таяния льда, %
		суммарный	от осадков	от таяния льда			
1959	Средний	0.8	14.9	-8.6	11.9	5	50.8
1963	"	-1.6	10.3	-9.4	13.5	0	51.7
1965		0	4.7	-2.2	6.8	5	54.9
1968	Минимальный	-41.5	-28	-51.1	-15.3	-7.5	47
1976	"	-47.6	-9.3	-76.3	12.4	-25	25.5
1973	Максимальный	32.7	-5.6	64	-16.8	7.5	69.3
1977	"	44.8	1.9	79.8	-10.3	15	69.6
1980		29.8	-11.2	56.1	-20.7	10	69.5

Ледниковый сток в разных частях горной системы характеризуется асинхронностью, особенно в годы с температурами близкими к среднемноголетним. В случаях значительных отклонений по температурному режиму и увлажненности, знаки отклонений по всей территории Тянь-Шаня одинаковы. Подтверждается общее правило — сильные климатические аномалии охватывают большие территории (табл. 8.8).

Таблица 8.8.

Отклонение величин ледникового стока (модульных коэффициентов) от среднего значения в годы с различным характером климатических условий

Год	Характер температурного режима и увлажнения	Бассейн реки			
		Пскем	Чон-Кызылсу	Сарыджаз	Урумчи
1962	Средние условия	0.55	-0.19	-0.04	0.29
1968	Средние условия	-0.28	0.33	0.06	-0.41
1969	Холодно, влажно	-0.62	-0.28	-0.1	-0.2
1972	Очень холодно, увлажнение в пределах нормы	-0.59	-0.39	-0.38	-0.08
1973	Очень тепло, сухо	0.53	0.36	0.39	0.33

Практически на всех реках Тянь-Шаня период 1962 — 1976 гг. был преимущественно с пониженным ледниковым стоком. Исключение представляет сток 1966 и 1973 гг., когда сток заметно превышал норму. Начиная с 1977 и до 1991 г. объемы ледникового стока превышали норму или были близки к ней. Временная изменчивость годовых объемов ледникового стока не на всех реках согласуется с изменением общей водности. В бассейнах со значительной долей оледенения и увлажнения (реки центральной части северного склона хребта Терскей-Алатау) тренд общей водности за период 1930-1986 гг. положителен. В бассейнах со степенью оледенения менее 10% и пониженным увлажнением тренд общего стока отрицателен. При потеплении климата на 0.5° (современный температурный режим) на хребтах с максимальными отметками в 4300-4500 м абляции подвергается вся площадь оледенения и здесь нет резерва для вовлечения в таяние новых площадей, как, например, в районе оледенения пиков Хан-Тенгри и Победы (Томур). Поэтому потепление климата, которое сопровождается сокращением размеров оледенения на Тянь-Шане в скором времени должно привести к понижению объема ледникового стока практически во всех районах за исключением центральной части горной системы [Котляков и др., 1991].

8.5 Внутреннее питание и сток из фирновых областей ледников

В отличие от оледенений районов с морским климатом для условий Тянь-Шаня необходимо учитывать потери талого стока идущего на льдообразование в холодной толще фирна в областях питания ледников.

Для определения талого ледникового стока из областей питания ледников были выполнены расчеты льдообразования согласно схемы П.А.Шумского [1955]. Возможно применение лишь упрощенной методики расчетов для масштаба крупной горной системы, когда отсутствует детальная информация о распределении толщины слоя фирна, его строении, запаса холода в нем (по крайней мере средней температуры толщи). Более всего средняя многолетняя величина R_g и ее пространственное распределение зависят от соотношения тепла и влаги, которые могут быть выражены эквивалентными величинами таяния (a_t) и твердых атмосферных осадков или годовой аккумуляции снега (c_t).

Жидкие осадки отсутствуют в высоко расположенных областях питания ледников Тянь-Шаня.

Величина поверхностного таяния вычислена по средней летней температуре воздуха (t_s) по региональной формуле, полученной для условий Северного Тянь-Шаня [Вилесов и др. 1980]

$$a_t = (t_s + 103), \quad (4)$$

Величина t_s определена по данным измерений ближайших метеостанций (47 на территории республик СНГ и 24 на территории Китая) и затем проэкстраполирована до характерной высоты зоны льдообразования (см. ниже) по среднемноголетней величине высотного градиента температуры воздуха 0.7°С/100 м. При расчетах t_s учитывался скачок температуры воздуха при переходе от скальной поверхности к леднику, который для условий Тянь-Шаня принят равным -1°С [Вилесов и др.,1983, Кренке, 1982].

Величина годовой аккумуляции снега c_t на высоте границы питания равна a_t, рассчитанной по формуле (4). Выше границы питания величина годовой аккумуляции рассчитана по кривым распределения годовой аккумуляции снега в зависимости от абсолютной высоты.

При определении абсолютных высот и площадей, занятых разными зонами льдообразования использованы данные В.А.Кузьмиченка (глава 2). Согласно этим данным и средним многолетним условиям существования зон льдообразования [Шумский, 1955] для Тянь-Шаня получены следующие оценки (табл. 8.9).

Таблица 8.9

Условия существования зон льдообразования

Зоны льдообразования	Средняя температура воздуха периода абляции и высотные границы зон	условия существования - доля таяния в годовой аккумуляции
снежная	-10°С на нижней границе (5.2-5.4 км) до -22°С на верхней границе (7.495 км)	$a_t = 0$
снежно-ледяная	-6.5°С до -9.5°С нижняя граница на высоте 4.8-5.0 км	$0 < a_t < 0.1c_t$
холодная фирновая зона	-1.5°С до -6.5°С высотный диапазон 4.0-5.0 км	$a_t = 0.6c_t$ доля таяния изменяется от 0.1 на верхней границе зоны до 0.6 на нижней
теплая фирновая зона	-0°С до -1.5°С высотный диапазон от 3.7 до 4.2 км	$a_t + P_l = 0.6c_t$
фирново-ледяная зона	-0°С до -1.5°С высотный диапазон от 3.6 до 4.4 км, хотя вертикальное протяжение обычно не более 150-200 м	$a_t = 0.9c_t$ доля таяния изменяется от 0.7 на верхней границе зоны до 0.9 на нижней
зона ледяного питания	0.5°С до -1.0°С высотный диапазон от 3.8 до 4.2 км, хотя вертикальное протяжение обычно не более 50-100 м	$a_t \sim c_t$
*P_l – жидкие осадки		

Таблица 8.10

Зоны льдообразования (по Шумскому ,1955) и их площади, внутреннее питание (C_{ti}, мм/м^{3}10^6) в них и величины ледникового стока (R_g, мм/м^3*10^6), рассчитанные для крупных речных бассейнов Тянь-Шаня, (I — река Или, II — бассейн реки Сыр-Дарьи (без западной части), IIa — западная часть бассейна реки Сыр-Дарьи, III — бассейны рек — Чу, Талас, Асса , IV — бассейн озера Иссык-Куль, V - бассейн реки Тарим, VI — бассейны рек, Джунгарской впадины, VII — бассейны рек Турфан-Хамийской впадины)

Район	Ледяная	Фирново-ледяная	Теплая фирновая	Холодная фирновая	Снежно-ледяная	Снежная	Сумма	Сток в % от ледникового и его потери (%) на внутреннее питание
I км^2	276.7	475.5		824.8	49.4	11.9	1638.3	
C_{ti}	[109/30.2]	[258/122.9]		[190/156.5]	[21/1.0]	0	[190/310.6]	11.8
R_g	801/222	471/224		196/161	0	0	371/607	(23)
II. км^2	113.1	390.1		213.9	0.1		717.2	
C_{ti}	[124/14.0]	[239/93.1]		[178/38.0]	[22/0.0]	0	[202/145.1]	13.5
R_g	761/86	441/172		198/42		0	419/300	(30)
IIa км^2		40	110		–		150	
C_{ti}		[449/18.0]	[427/47.0]	0	0	0	[433/65.0]	13.5
R_g		1504/60	927/102	0	0	0	108/162	(30)
III. км^2	167.8	244		113	0.1		525	
C_{ti}	[171/28.7]	[223/54.3]		[195/22.0]	[39/0.0]	0	[200/105.0]	9.9
R_g	907/152	588/143		255/29	0	0	618/324	(30)
IV. км^2	60	154.8		177.2	1.4		393.5	
C_{ti}	[113/6.8]	[274/42.5]		[226/40.1]	[14/0.0]	0	[227/89.4]	12.6
R_g	917/55	580/90		257/46	0	0	484/190	(27)
V. км^2	506.3	142.8		2854.1	650.5	572.5	4726.2	
C_{ti}	[110/55.7]	[185/26.4]		[159/454.2]	[14/9.2]	0	[115/545.8]	9.4
R_g	620/314	475/68		129/369	0	0	159/751	(13)
VI. км^2	129.8	508.8		670.8	33	2.6	1345	
C_{ti}	[89/11.6]	[217/110.2]		[144/96.9]	[23/0.8]	0	[163/219.4]	12.2
R_g	716/93	391/199		126/85	0	0	280/377	(21)
VII км^2	10	104.4		35.2	0.8	0	150.5	
C_{ti}	[131/1.3]	[248/25.9]		[175/6.2]	[12/0.0]	0	[221/33.3]	11.7
R_g	961/10	570/59		174/6	0	0	500/75	(26)
Сумма км^2	1263.6	2060.5	110	4889.1	735.4	587	9645.6	
C_{ti}	[117/148.3]	[239/493.3]	[427/47.0]	[166/814.0]	[15/11.1]	0	[157/1513.6]	11.0
R_g	737/931	493/1016	927/102	151/739	0	0	[157/1513.6]	(20)

Около 97% площади снежной зоны сосредоточено в бассейне реки Тарим и небольшие участки в Джунгарской и Турфан-Хамийской впадинах. Снежно-фирновая зона представлена во всех бассейнах, кроме речных бассейнов западной части Сыр-Дарьи. По ее нижней границе проходит верхняя граница ледникового стока.

Холодная фирновая зона занимает наибольшую площадь, более 50% от всей площади области питания Тянь-Шаня (Табл. 8.10). Несмотря на отрицательную температуру в толще фирна отсюда также происходит значительный сток (не очень большой по удельной величине, но большой по объему) в связи с наклоном поверхности ледников и наличием многочисленных водоупоров в виде протяженных ледяных прослоев.

Положение фирново-ледяной зоны и ее границы наиболее изменчивы. В отдельные годы (теплые и сухие) она преобразуется в ледяную или в холодную (влажные и холодные) зоны, но она вообще очень типична для условий Тянь-Шаня и занимает большую площадь в суммарной области питания (см. табл.8.10). Нижняя граница фирново-ледяной зоны проходит по фирновой линии.

Теплая (изотермичная) фирновая зона распространена только в западной части бассейна реки Сыр-Дарьи в условиях небольших абсолютных высот, обильных осадков зимне-весеннего периода и интенсивного летнего таяния. Оледенение этого района представляет аналог климатических условий присущих морскому климату.

Зона ледяного питания типична для континентального типа оледенения. Она практически не выражена в западной части бассейна р.Сыр-Дарьи (бассейн IIa). Несмотря на небольшие высотное простирание и относительную площадь ледяной зоны, ее доля в годовом льдообразовании и стоке очень велика и возрастает по мере роста континентальности климата с запада на восток в горной системе Тянь-Шаня.

Таким образом, суммарная площадь областей питания в оледенении Тянь-Шаня составляет 9646 км^2 и средний многолетний коэффициент **AAR** равен 0.63. Более половины всей площади области аккумуляции приходится на холодную фирновую зону.

Средний многолетний слой повторно замерзающей талой воды в толще фирна и сезонного снега составляет 157 мм, или 1.5 км^3, т.е. примерно 11% от среднемноголетнего ледникового стока расходуется на внутреннее питание в фирновых бассейнах горной системы. Всего из них поступает около 20% суммарного ледникового стока. Из них 70% дают две нижние зоны ледяного и фирново-ледяного питания. Огромная часть (13.7 %) области питания площадью 1322 км^2 совсем не дает талого стока.

8.6. Колебания ледникового стока в связи с деградацией оледенения (бассейн Аральского моря)

В отличие от расчета среднего многолетнего ледникового стока для определения его годовых колебаний в настоящее время нет достаточного количества однородных метеорологических и гляциологических данных по всей территории Тянь-Шаня. Поэтому выполним его для ключевого района Внутреннего Тянь-Шаня по верховьям р. Нарын (площадь оледенения 964.5 км^2) за период 1939-1986 гг.

Верховья р. Нарын состоят из двух бассейнов Большого и Малого Нарына (рис. 8.8). Орографически бассейн представлен высокогорными сыртами Внутреннего Тянь-Шаня — это днища широких, 6-12 км, долин, расположенных на высотах 3.5-3.6 км. Они разделяют широтно ориентированные хребты: Терскей-Алатау, Учемчек, Джетымбель, Джетым-Нура, Борколдой. Их высота составляет 4.3-5.0 км. Субмери-

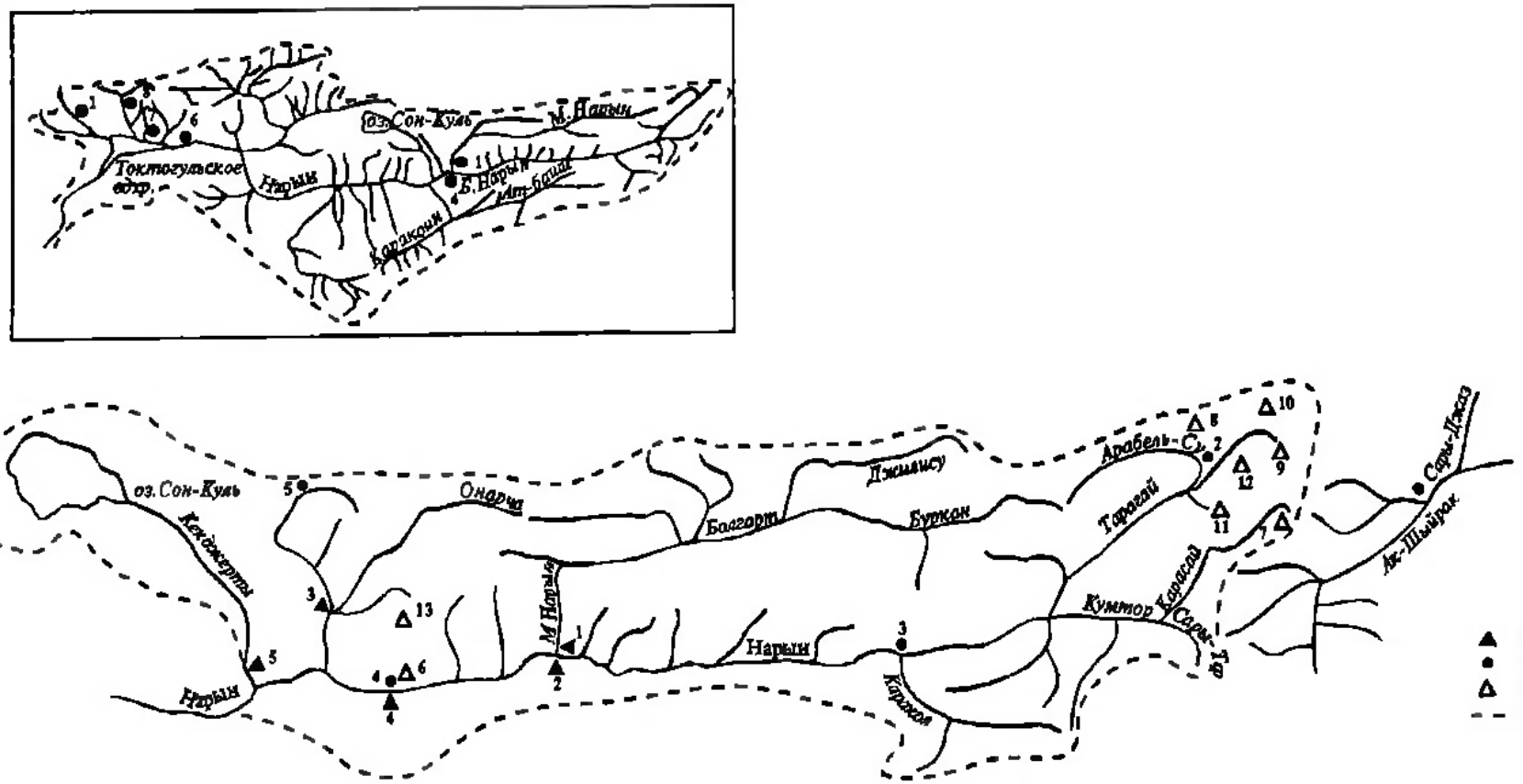


Рис. 8.8. Схема расположения станций, постов и суммарных осадкомеров в верховьях бассейна р. Нарын
а — метеостанции: 1 — "Ак-Шыйрак", 2- "Тянь-Шань", 3 — "Каракольская", 4 — "Нарын", 5 — "Долон"; б — гидрологические посты: 1 — М. Нарын — "Устье", 2 — Б. Нарын — "Устье", 3 — Онарча, 4 — Нарын — "Нарын", 5 — Нарын — "Кекджерты", 6 — Нарын — "Учтерек", 7 — Торкент, 8 — Чичкан, 9 — Узунахмат; в — суммарные осадкомеры; г — границы водоразделов

диональный хребет Ак-Шыйрак служит главным барьером на пути воздушных масс западного переноса. Здесь проходит водораздел рек Нарын и Сары-Джаз (бассейн р.Тарим). Высота хребта Ак-Шыйрак достигает 5125 м, а превышение над поверхностью сыртов — 1.2-1.4 км. Бассейны рек Большого и Малого Нарына ориентированы на запад, навстречу западным и юго-западным воздушным массам. Поэтому величины осадков от 200-400 мм в год на дне долин возрастают с высотой нелинейно с увеличивающимися градиентами (рис. 8.9) до 700 мм на высоте 3.5 км во внешней части бассейна и до 500 мм во внутренней. На метеостанции "Тянь-Шань" (3610 м) среднегодовая температура воздуха составляет –7.9 °С, а на метеостанции "Нарын" (2040 м) — +2.5 °С.

Благодаря устойчивому Сибирскому антициклону, в зимнее время облачность низкая и значительная часть фронтальных осадков выпадает на небольшой высоте. При весеннем потеплении зимний антициклон разрушается. Повышается уровень конденсации, количество летних осадков растет с высотой. В основной период формирования стока, с апреля по сентябрь, в бассейне выпадает до 80% годовой суммы осадков (рис. 8.10).

Расчет колебаний ледникового стока проводился по упрощенной модели В.Г. Коновалова [1982]. В ней все расчеты основаны только на среднедекадной температуре воздуха и декадных суммах осадков (данные измерений на метеостанциях) [Коновалов и др., 1992].

Для условий Внутреннего Тянь-Шаня, где в теплый период выпадает до 80% годовых осадков, задание декадного шага расчета ледникового стока позволяет рассчитывать динамику снеговой линии на ледниках и

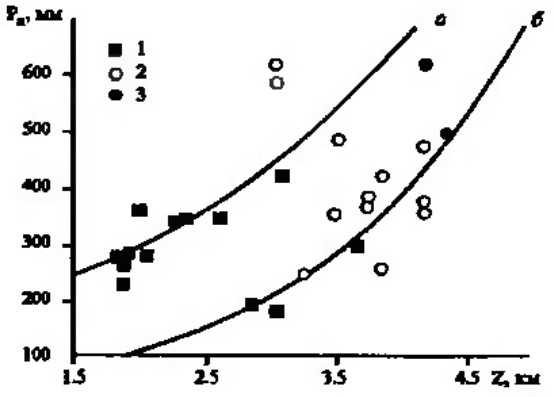


Рис. 8.9. Распределение по высоте годовых сумм осадков (P_z) во внешней (а) и внутренней (б) частях бассейна р. Нарын
1 — данные станций и постов,
2 — данные суммарных осадкомеров,
3 — рассчитанные значения аккумуляции на высоте границы питания [Геткер, 1985]

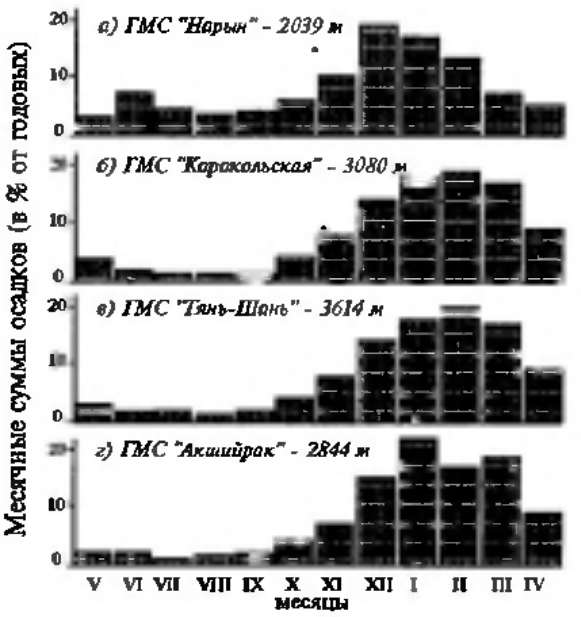


Рис. 8.10. Среднее многолетнее распределение месячных осадков по данным измерений на гидрометеостанциях (ГМС) Внутреннего Тянь-Шаня

учитывать сток от таяния сезонного снега. Декадный шаг лучше чем годовой отражает процесс прихода-расхода тепла и влаги, когда расчет ведется по средней летней температуре воздуха и годовым осадкам.

Модель включает разбиение множества ледников на ряд однородных групп (в бассейне верховья р. Нарын по нашим расчетам их 40) и расчет средних и средних взвешенных характеристик оледенения для каждой из групп [Коновалов, 1982].

Определение суммарного таяния на ледниках I_m включает его расчет с основных типов тающих поверхностей, занимающих соответствующие площади: F_{gm} — лед под мореной , открытый лед — F_g, фирн — F_f , снег — F_s

$$I_m(t) = I\, f(h_m)\, (Z_{s,\theta})\, F_{gm} + I\, (Z_{s,\theta})\, F_g + I\, (Z_{s,\theta})\, F_f + I\, (Z_{s,\theta})\, F_s, \qquad (5)$$

где M — интенсивность таяния, $f(h_m)$ — функция ослабления таяния под мореной, толщиной h_m, Z_s — высота сезонной снеговой линии в декаду θ.

Разумеется, отдельные составляющие этой суммы могут отсутствовать. Пространственно-временная изменчивость площадей F_{gm}, F_g, F_f, F_s определяется в зависимости от положения в ту или иную декаду высоты сезонной снеговой линии Z_s.

Расчет движения снеговой линии в бассейне в течение периода абляции выполнен по методу Ю.М. Денисова [1965]. За начало таяния льда принималась дата начала движения снеговой линии по поверхности ледника, за конец таяния — последняя декада, после которой снеговая линия не поднимается выше конца ледника. Данные о динамике снеговой линии в гляциальной области и морфометрические параметры "средних ледников" позволили определять по гипсографическим кривым площади тающих поверхностей F_{gm}, F_g, F_f, F_s в формуле (5) за каждую декаду.

По данным измерений на ледниках этого района [Михаленко, 1990], мы приняли коэффициент ледникового стока равным 0.9. Он учитывает затраты воды на льдообразование в толще фирна и на поверхности льда ниже высоты снеговой линии (наложенный лед). При помощи этого коэффициента вычислен ледниковый сток, принят единый коэффициент стока для всей территории и за весь период таяния. Поэтому для избежания больших ошибок анализ стока выполнен за годовые интервалы.

Рассчитанная средняя величина ледникового стока по бассейну р. Малый Нарын составила 253 млн м^3/год, а слой стока — 720 мм при коэффициенте вариации 0.36. Для бассейна р. Большой Нарын величины соответственно равны 357 млн м^3/год; 580 мм; 0.32. Эти величины достаточно близки к средним многолетним значениям слоя ледникового стока (660 мм), полученным для бассейна р. Нарын другими методами (табл. 8.11). Различия средних годовых слоев стока по Малому и Большому Нарыну объясняются большей увлажненностью первого бассейна, что согласуется с другими оценками [Шульц, 1965, Геткер, 1985].

В пределах бассейна средний годовой слой стока за период в 48 лет изменяется от 570 до 1120 мм. Коэффициенты вариации ледникового стока C_v = 0.36 — 0.44. Они оказались достаточно близки к результатам прямых измерений годовой абляции за 31 год (1959-1989 гг.) на леднике Туюксу (C_v = 0.28) и Леднике №1 (C_v= 0.36). Близость рассчитанных и измеренных величин C_v свидетельствует о том, что метод расчета отражает реальные процессы колебаний ледникового стока. Главная причина высокой изменчивости ледникового стока заключается в изменении сумм зимне-весенних осадков, которые влияют на среднюю температуру лета и на величину поглощенной радиации. В итоге из года в год изменяется баланс массы ледников.

Таблица 8.11

Общий и ледниковый сток в бассейне р. Нарына по оценкам разных авторов

Река-пункт или ледниковый массив	Площадь водосбора, км²	Площадь оледенения		Общий сток		Ледниковый сток					Источник
		км²	%	Объем м³ 10⁶	Модуль л/с км²	Объем м³10⁶	Модуль л/с км²	Слой мм	% от годового	% от общего за период абляции	
Нарын - Учкурган	58400	1357.8	2.3	12860	7.4	900	21	660	7	20	[Камалов, 1974]
	58400	1358	2.3	12270	6.7	1261	29	930	10	30	[Щеглова, 1960]
Нарын	58400	1370	2.3	13370	7.3	900	20.8	660	8	22	[Кренке, 1982]
Устье р.Кекемерен	45200	1352.9	3	9970	—	1150	26.8	850	12	—	[Диких, 1994]
	14900	974.4	6.5	3220	—	810	18.9	830	25	—	[Диких, 1994]
Нарын - Нарын	10500	963.5	9.2	2745	8.3	800	—	830	29	—	[Камалов, 1974]
	10500	888	8.5	2752	8.3	854	30	960	31	50	[Кеммерих, 1972]
Б. Нарын - Устье	5850	—	—	1516	8.2	—	—	—	—	—	[Шульц, 1965]
	5710	608.3	10.7	1493	8.3	460	—	760	32	—	[Камалов, 1974]
М. Нарын - Устье	3900	128	3.3	1355	11	—	—	—	—	—	[Шульц ,1965]
	3870	344.7	8.9	1353	11.1	—	—	—	—	—	[Камалов, 1974]
Кумтор -	276	83.9	30.3	133	15.3	—	—	—	—	—	[Камалов, 1974]
—Тянь-Шань—	233	—	—	124	16.9	—	—	—	—	—	[Шульц , 1965]
Ак-Шыйрак (бассейн Нарына)	—	212.6	—	—	—	319	47.6	1500	—	—	[Авсюк, 1952]

Вклад ледникового стока заметно изменяется по мере продвижения вниз по течению р. Нарын и остается заметным даже при степени оледенения всего 2-3% (табл. 8.12 рис. 8.11).

За отдельные годы вклад ледникового стока в суммарный сильно отличается от среднего многолетнего (рис. 8.12). Даже при небольшой степени оледенения по условному створу р. Нарын — приток в Токтогульское водохранилище вклад ледникового стока за отдельные годы достигает 29%.

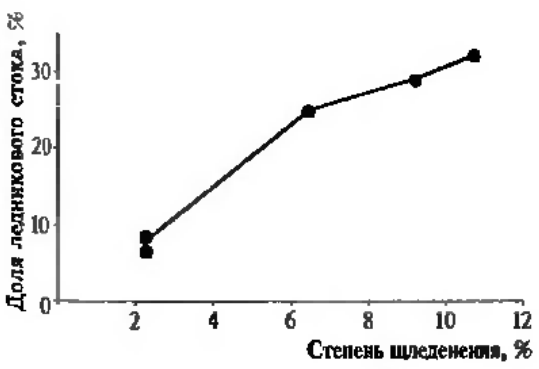


Рис. 8.11. Зависимость доли ледникового стока от степени оледенения в бассейне р. Б. Нарын.

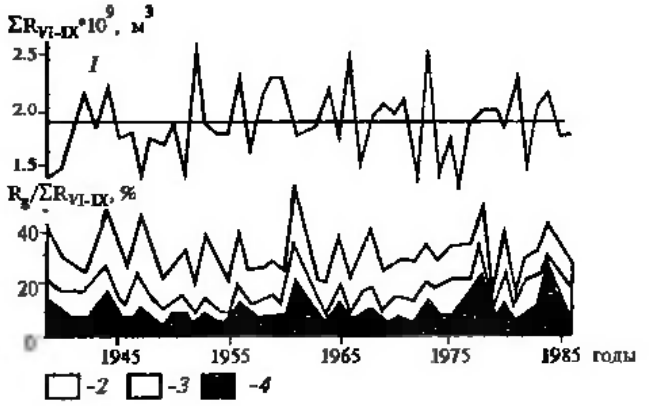


Рис. 8.12. Многолетняя изменчивость стока ΣR_{VI-IX} р. Нарын в створе "Нарын" (1) и доли ледникового стока р. Нарын в створах "Нарын"(2), "Кекирим" (3) и "приток в Токтогульское водохранилище" (4) ($Rg/\Sigma R_{VI-IX}$,%)

Таблица 8.12

Изменение средней многолетней (1939-1986 гг.) доли ледникового стока в общем стоке реки Нарын

Река створ	Площадь водосбора, км^2	Степень оледенения, %	Ледниковое питание,%	
			за год	за июнь-сентябрь
р.Б.Нарын-Устье	5710	10.8	26	40
р.М.Нарын-Устье	3870	9.2	20	28
р.Нарын-Нарын	10500	9.3	22	33
р.Нарын-Кекирим	34600	3.5	12	17
р.Нарын-приток в Токтогульское водохранилище	51000	2.7	6	9

Обращает внимание огромная изменчивость доли ледникового стока в створе Нарын (9.3% оледенения) в разные по водности годы. Так, в фазу максимального речного стока доля ледниковой составляющей изменяется от 15 до 40% (табл. 8.13).

Таблица 8.13

Вклад ледникового стока в общий сток по створу "Нарын" (9.3% площади оледенения) в различные по водности годы

Год	Характеристика года по условиям водности	Общий сток за июнь-сентябрь $F R_{VI-IX} \times 10^3$, м^3	Доля ледникового стока R_g/R_{VI-IX}, %
1947	Минимальный		46.8
1951	"	1.36	32.5
1967		1.48	33.1
1974		1.35	33.7
1982		1.43	37.6
1950	Средний	1.88	27.4
1953	"	1.90	38.7
1954		1.84	26.4
1963		1.86	23.5
1977		1.83	41.3
1952	Максимальный	2.58	17.7
1964	"	2.46	8.7
1966		2.5	20.5
1973		2.58	39.5
1981		2.29	15.2

В результате анализа нормированных интегральных разностных кривых, построенных для ледникового стока R_g в бассейне р. Нарын (рис. 8.13), определена продолжительность маловодной и многоводной фаз в гидрологическом режиме бассейна. Эволюция ледникового стока за период с 1939 по 1986 г. выявила три фазы водности, связанные с изменениями баланса массы ледников:

1) 1939-1955 гг. — уменьшение стока при балансе массы выше нормы;

2) 1956-1972 гг. — сток колеблется около среднего и ниже нормы при балансе массы близком к норме (норма, по данным реконструкции В.Н. Михаленко [1993], составляет -250 мм/год);

3) 1973-1985 гг. — многоводная, при балансе массы ниже нормы (дефицит).

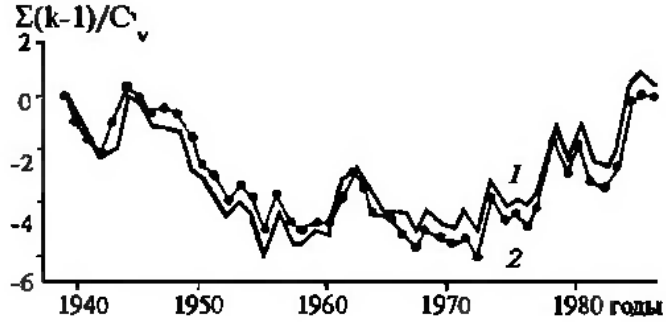


Рис. 8.13. Нормированные интегральные разностные кривые ледникового стока в бассейне р. Нарын
1 — бассейн Большого Нарына,
2 — бассейн Малого Нарына

Данные о ледниковом стоке позволяют оценить величину изменения объема оледенения района.

Представим суммарный ледниковый сток R_g за N лет как алгебраическую сумму двух составляющих: сток при условии равенства нулю баланса массы R_0 и стока за счет деградации оледенения ΔR_0 [Jones, 1987]:

$$R_g = R_0 + \Delta R_0.$$

Под ΔR_0 понимается масса льда, которая поступает дополнительно в сток при отрицательном балансе массы ледников или изымается из ледникового стока при положительном балансе массы, т.е. $\Delta R_0 = -b_n$.

Используя описанную ранее методику расчета ледникового стока, были выполнены два варианта его расчета для массива Ак-Шыйрак за период 1943-1977 г.: первый вариант для условия равенства нулю баланса массы и второй — для реальных условий. В этом периоде оказалось два года, когда по нашим расчетам баланс массы ледников бассейна был близок к нулю. При этом $R_g = -R_0$ оказался равен 81 млн м^3 в год. За 34 года кумулятивная величина ледникового стока R_g для бассейнов рек Кара-Сай и Кумтор (площадь оледенения 210 км^2) составила 4471 млн м^3, а кумулятивная величина ледникового стока рассчитанная для нулевого баланса массы ΣR_o составила 2760 млн м^3. Разница этих двух величин (1710 млн м^3) дает представление о стоке за счет деградации оледенения ΔR_g и на 13% отличается от сравнения объема ледников по данным двух (1943 и 1977 гг) повторных геодезических измерений (ΔR_g равно 1960 млн м^3) [Кузьмиченок, 1988]. Различие 13% связано с погрешностями расчета всех величин, входящих в модель.

Выполненное сопоставление показывает, что с 1943 по 1977 г. Большой Нарын получил 1.71 км^3 воды дополнительно за счет сокращения оледенения массива Ак-Шыйрак. Годовой баланс массы ледников массива был отрицательный и равен -240 мм. Если распространить эти оценки на весь период расчета, равный 48 годам (с 1939 по 1986 г.), и на всю площадь оледенения верховьев р. Нарын, то дополнительный сток в нее составил 18.7 км^3 воды, а годовой баланс массы всего оледенения был -400 мм водн. экв. Последняя цифра соизмерима с годовым количеством осадков, выпадающих в областях питания рек бассейна Аральского моря.

Естественные климатические изменения привели к значительной деградации оледенения в истоках рек, питающих Арал. Большой дополнительный ледниковый сток в него, как было показано, не спас озеро от обмеления и распада. Поэтому осуществление проектов по увеличению ледникового стока путем усиления таяния ледников не приведут к спасению Арала, но вызовут ускорение распада современного оледенения.

8.7 Водный баланс горно-ледниковых бассейнов

Наиболее детальные воднобалансовые исследования выполнены в бассейнах рек Чон-Кызылсу, Малая Алмаатинка и Урумчи. Широкий комплекс наблюдений проведен в бассейне р. Ала-Арча в 1960-1962 гг. Учащенные гляциологические и гидрологические наблюдения проводились в летние сезоны 1985-1990 гг. в бассейне ледника Сары-Тор (ледник № 356, верховья Большого Нарына). Материалами одного сезона представлены данные по бассейну р. Арабельсу — истоку Большого Нарына.

8.7.1 Бассейн р. Чон-Кызылсу

В долине р. Чон-Кызылсу основной комплекс гляциогидрометеорологических работ выполнен в истоках р. Кашкатор и на леднике Карабаткак на Тянь-Шаньской физико-географической станции АН Киргизии. Истоки р. Кашкатор — типичный горно-ледниковый бассейн не только для Иссык-Кульской котловины, но и многих рек Внутреннего Тянь-Шаня. Соотношения площадей с различными поверхностями в горно-ледниковом бассейне представлены в табл. 8.14 [Диких, Михайлова, 1976].

Многолетний ряд наблюдений за осадками во многих высотных зонах, температурой воздуха, испарением с разнородных поверхностей позволил определить составляющие стока в бассейне. Разница между измеренным стоком по створу и суммой стока с разнородных поверхностей составляет 0.133 $м^3$, или 1.9%. Среднегодовой модуль стока горно-ледникового бассейна составляет 29.2 $л/сек\ км^2$; в июле, в период максимального формирования ледникового стока, он возрастает до 112.9 $л/сек\ км^2$.

Таблица 8.14.

Составляющие стока с различных элементов структуры поверхности ледникового бассейна р. Кашкатор.

Элемент структуры	Площадь		Вид стока	Сток	
	$км^2$	%		мм	млн.$м^3$
Фирновое поле	3.38	45	От таяния снега и фирна	708	2.393
Открытый язык	0.67	9	От таяния льда	1660	1.112
Заморен. часть	0.53	7	От таяния льда От таяния снега на языке и моренах	415 886	0.22 1.063
Осыпи Скалы Задернованная часть	0.68 1.95 0.32	9 26 4	От осадков со склонов ледникового бассейна	760	2.242
Всего:	7.53	100	Русловой сток в створе	916	7.03

Уменьшение доли площади оледенения при нарастании общей площади от верховьев реки к ее нижней части, изменение с высотой климатических элементов и соотношения типов поверхности обусловили неодинаковую степень стокоформирования различных высотных поясов (табл. 8.15).

Таблица 8.15.

Основные гидрографические характеристики и составляющие стока в бассейне р. Чон-Кызылсу, в % от общего стока

Сток	р. Чон-Кызылсу, лесной кордон	р. Кашкатор, устье	р. Кашкатор, исток
Высота створа, м	2000	2660	3300
Площадь водосбора, км^2	307	51.2	7.53
Средневзвешенная высота водосбора, м	3290	3510	3840
Площадь оледенения, % к общей	14	23	62
Площадь выше 3300 м, % к общей	51	67	96
Ледниковый сток	22	37	67
Сток от таяния сезонного снега			
на склонах	40	33	23
в зоне 2500 — 3000 м	8	7	—
Сток от летних осадков			
со скал	23	19	10
в зоне 2500 — 3000 м	6	4	—
С зоны 2000 — 2500 м	1		—

Как видно из таблицы, преобладающий сток формируется на ледниках и склонах в высокогорном поясе. С увеличением высоты возрастает и модуль стока от 15.8 на 2000 м до 21.9 на 2660 м и до 29.2 л/сек км^2 на 3300 м.

8.7.2 Бассейн р. Ала-Арча

По результатам наблюдений в 1960-1962 гг. в бассейне р. Ала-Арча [Цыценко, 1965], испарение с травянистых склонов за май — октябрь оценивается в 297 мм, с осыпей в 73 мм и с поверхности ледников в 44 мм. При годовой сумме осадков на станции "Байтык" (1579 м) испарение с поверхности земли равно 471 мм. Если сюда добавить испарение со снега, оцениваемое в 50-60 мм, то коэффициент стока в этом районе составит 0.10-0.12. На высоте 3000 м испарение с задернованных склонов уменьшается до 337 мм, а осадки возрастают до 796 мм. С учетом испарения снега в сток уходит 400 мм. В высокогорном поясе с его широким развитием скальных, осыпных и ледовых поверхностей, коэффициент стока возрастает до 0.85, а на поверхности ледников в отдельных случаях до 0.94. В течение сезона абляции он может превышать 1.0 [Голубев, 1976].

Доля ледникового питания р. Ала-Арча довольно велика и в замыкающем створе (1579 м) при степени оледенения 23% она составляет 36.4%, увеличиваясь до 51.1% на высоте 2100 м. Повышенная доля ледникового питания на хребте Киргизский Алатау по сравнению с Иссык-Кульской котловиной связана с особенностью внутригодового распределения осадков, заключающейся в смещении их максимума с июля — августа (бассейн р. Чон-Кызылсу) на май-июнь (долина р. Ала-Арча). Сдвиг максимума осадков благоприятно сказывается на уменьшении облачности и более высоком поступлении солнечной радиации (см. гл. 3), что приводит к повышенному таянию снега и ледников.

8.7.3 Бассейн р. Малая Алматинка

Подобные закономерности формирования стока свойственны и рекам Заилийского Алатау, но из-за большой увлажненности района и меньших температур воздуха проявляются свои особенности (табл. 8.16). В этом районе несколько иное соотношение различных стокообразующих поверхностей. Так, бассейн р. Малая Алматинка занят лугом на 54.5%, на 23.7% площади расположены леса, скалы и осыпи распространены на 21.8% территории и на долю ледников приходится 9.7% общей площади [Соседов, 1976]. Коэффициент стока здесь выше, чем в ранее рассматриваемых бассейнах из-за северной ориентации и большей увлажненности склонов.

Таблица 8.16.

Распределение стока по высотным зонам и видам поверхности в бассейне р. Малая Алматинка

Средняя высота, м	Площадь км^2	Объем стока млн м^3	Слой стока, мм	Коэфф. стока	Сток, %			
					Луг	Лес	Скалы, осыпи	Ледники
4200	1.3	0.9	670	0.63	0	0	61	39
3800	12.3	11.78	960	0.79	0	0	62	38
3400	15.1	18.51	1230	0.98	5	0	54	41
3000	16.6	14.82	890	0.76	60	0	40	0
2600	19.1	11.38	600	0.56	64	32	4	0
2200	19	6.9	360	0.36	47	50	3	0
1800	21.7	5.99	280	0.29	63	37	0	0
1400	13	2.29	180	0.2	49	51	0	0
Всего	118	72.57	620	0.65	35	14	34	17

Несмотря на высокое для Тянь-Шаня увлажнение среднегорной зоны, — на высоте 1317 м (г. Алма-Ата, метеостанция "Агро"), годовая сумма осадков равна 805 мм — наиболее интенсивно сток формируется в высокогорье свыше 3900 м. Эта зона образует 43% годового объема стока, составляя 24.2% общей территории бассейна. Основными типами поверхности на высотах свыше 3000 м являются скалы и осыпи, ледники и травянистые склоны. Из общей величины формирующихся здесь вод (31.19 млн м^3) на долю первых двух поверхностей приходится 17.85 млн м^3, с ледников стекает 12.45 млн м^3 и с луговых участков 0.9 млн м^3. В табл. 8.16 приведены данные для всего бассейна р. Малая Алматинка, но выявленные соотношения сохраняются и для небольших горно-ледниковых бассейнов, в частности ледника Туюксу (табл. 8.17).

Из-за отрицательного баланса массы ледников коэффициент стока с их поверхности превышает 1.0, в среднем за период 1964-1984 гг. он равен 1.30, а за последние 10 лет этого периода возрос до 1.68 [Макаревич, 1989], при максимуме равном 2.55, наблюдавшемся в 1977/78 балансовом году. К настоящему времени несмотря на отступание ледников и уменьшение осадков, водность рек поддерживается на уровне близком к среднемноголетнему из-за резко отрицательного баланса массы ледников. Сохранение тенденции к потеплению климата [Будыко, 1989; Глобальный климат, 1987] приведет к такому сокращению оледенения, при котором в ближайшие годы (конец XX в.) водность рек начнет заметно уменьшаться.

Таблица 8.17

Водный баланс горно-ледникового бассейна Туюксу, млн м^3

Составляющие баланса	Объем
Приход	
Таяние льда, фирна, снега на ледниках, включая все виды летних осадков	11.8 ± 1.0
Таяние зимнего снега и летние осадки на ледниковых поверхностях	12.3 ± 1.9
Сумма	24.1 ± 3.4
Расход	
Замерзание талых и дождевых вод на ледниках	1.1 ± 0.4
Сток с ледников	10.8 ± 1.0
Испарение с ледниковых участков	1.1 ± 0.6
Сток с неледниковых участков	11.1 ± 2.0
Суммарный сток с ледников и неледниковых участков бассейна	21.9 ± 2.5

8.7.4 Бассейн ледника Сары-Бет

Бассейн р. Сары-Джаз имеет сложное строение поверхности и большую амплитуду высот. С этим связаны различия в температурах воздуха и в увлажнении, что в конечном итоге проявилось в развитии ледников, отличающихся друг от друга размерами и морфологическими типами. Поэтому выводы, сделанные для одного ледника, требуют корректировки при их распространении на ледниковую систему. По гляциологическим особенностям бассейн р. Сары-Джаз можно разделить на две части — левобережную и правобережную. Для первой характерно развитие мощных ледников, приуроченных к массивам Хан-Тенгри и Победа (Томур). Второй части свойственны ледники, типичные для большинства районов Тянь-Шаня, но своими размерами превышающие средние ледники северных, западных и восточных областей горной системы.

В течение 1980 и 1981 гг. Тянь-Шаньская физико-географическая станция проводила комплексные гляциогидрологические исследования на леднике Сары-Бет, залегающем в боковой долине вблизи конца ледника Семенова. В Каталоге ледников СССР (т. 14, вып. 2, ч. 8) он числится под №72. Площадь ледника Сары-Бет, определенная на основе крупномасштабной карты, равна 8.41 км^2, площадь горно-ледникового бассейна по замыкающему гидрологическому створу составляет 15.4 км^2 (табл. 8.17).

Таблица 8.17.

Водный баланс ледникового бассейна Сары-Бет (р. Сары-Джаз), млн м^3

Год	Сток	Осадки	Испарение	Баланс массы ледника	Невязка
1980	10.8	8.22	1.23	-2.88	-0.93
1981	7.91	7.34	1.62	-2	0.19

В бассейне р. Сары-Бет, где оледенение занимает несколько больше половины территории, сток с ледников составил в 1980 г. 83% годового объема, а с неледниковых только 17%, и это с площадей расположенных свыше 3400 м. Повышенный сток 1980 г. обусловлен более интенсивной абляцией льда и большими осадками по сравнению с 1981 г. Коэффициент стока для этой части бассейна равен 0.51 и такая его низкая величина может быть объяснена только широким развитием задернованных поверхностей, испарение с которых значительно выше, чем со скал и осыпей.

Регулярные измерения в области аккумуляции величины выпадающих осадков, толщины наложенного и инфильтрационного льда, водозапаса снежного остатка позволили количественно оценить объем стока из фирновой зоны. В первый год наблюдений сток составил 63% объема выпавших годовых осадков, а во второй только 30%. В многолетнем плане эта величина, вероятно, близка к 50%, т.е. к той, которая принята нами при расчетах стока из фирновых областей.

По результатам наблюдений за испарением с разных подстилающих поверхностей по данным о пространственном распределении осадков для отдельных крупных бассейнов — притоков рассчитаны величины испарения и осадков на различных высотах [Баков, Сафонова, 1982]. Полученные данные позволяют оценить роль ледников в образовании стока в районах с разным температурным режимом и увлажнением (табл. 8.19). В таблице сток оценивается как возможный, так как кроме испарения часть влаги удерживается в почве. Низкая стокоформирующая роль неледниковых поверхностей типична для Внутреннего и Центрального Тянь-Шаня. Только верховья р. Сары-Джаз характеризуются высоким увлажнением, но и здесь коэффициент стока на высоте 3000 м равен 0.26, снижаясь до 0.08 и 0.04 в бассейнах рек Иныльчек и Ак-Шыйрак с годовой суммой осадков порядка 300 мм. Особенно неблагоприятны условия формирования поверхностного стока в долинах расположенных южнее хребта Иныльчек. В водном балансе горно-ледниковых бассейнов таких долин, как Учкуль, Ак-Шыйрак, Каинды, Куюкап даже на высоте 3600 м коэффициент стока равен только 0.18, возрастая до 0.30 на 3800 м.

Таблица 8.19

Величина осадков (**P**), испарения (**E**), возможного стока ($\mathbf{R_0}$) по отдельным притокам р. Сары-Джаз, мм.

Приток	Индекс	Высота, м				
		3000	3200	3400	3600	3800
Верховья	P	570	628	682	570	820
	E	423	406	374	336	289
	R_0	147	222	308	414	531
Иныльчек	P	340	370	416	475	560
	E	311	320	323	309	281
	R_0	29	50	93	166	279
Ак-Шыйрак	P	260	275	295	328	360
	E	250	256	263	268	254
	R_0	10	19	32	60	106

8.7.5 Бассейн ледника №444

Характер формирования стока и режим оледенения исследовались на территории бассейна р. Арабельсу, одной из составляющих р. Большой Нарын. Наблюдения проведены в течение 1979-80 гг. на леднике №444 [Сафонов, 1982], залегающем на северном склоне хребта Джетымбель. Площадь ледника 1.1 км^2, конец спускается до отметки 3935 м, верхняя часть заканчивается на 4416 м. Ледник обрамлен невысокими (160-200 м) склонами крутизной 25-30°[Сафонов, 1982]. Площадь ледникового бассейна 2.84 км^2, степень оледенения 39%. Сток в бассейне наблюдается только в течение мая-сентября, а с июня по август формируется более 95% годового стока: 32% в июне, 44% в июле и 22% в августе. Повышенный сток июня обусловлен активным таянием сезонного снега на северных склонах хребта Джетымбель (табл. 8.20). Невязка баланса в обоих случаях небольшая по величине.

Таблица 8.20

Водный баланс ледника N 444, млн м^3

Составляющие стока	Период наблюдений	
	1978/79	1979/80
Приход		
Абляция	0.7	0.756
Сток с зоны аккумуляции	0.062	0.259
От таяния зимнего снега	0.63	0.042
От летних осадков	0.076	0.115
От осадков на обрамляющих склонах с учетом испарения	0.268	0.311
Сумма	1.169	1.543
Расход		
Повторное замерзание талых вод	0.054	0.135
Сток	1.077	1.363
Сумма	1.131	1.498
Невязка	0.038	0.044
%	3.9	3.2

Анализ данных табл. 8.20 свидетельствует о крайне неблагоприятных условиях существования оледенения на хребтах, подобных Джетымбелю. Сток только от таяния льда на языке ледника составил 49-60% общего объема, а от таяния зимних и летних осадков на поверхности ледника всего 10-12%. В данном случае интенсивно расходуются вековые запасы ледников. Сток с неледниковых поверхностей составляет 22-24%. В настоящее время зона аккумуляции ледников верховьев р. Арабельсу заметно сокращается. Начиная с 1977 г. на большинстве ледников сезонный снег стаивает до гребня, т.е. в активное таяние включается вся площадь ледника. Небольшая доля стока в 1979 г. из области аккумуляции связана еще и с понижением количества осадков летних месяцев, приведшем к высокому подъему снеговой линии и увеличению области абляции.

Нарастание неледниковых площадей ведет к заметному изменению составляющих стока. Так, на створе р. Арабельсу, удаленном от горно-ледникового бассейна ледника №444 на 2.5 км, доля составляющих стока существенно иная. Площадь бассейна, замкнутая створом, равна 237 км^2, оледенением занято 15% территории. Доля объемов стока с ледниковых и не занятых оледенением поверхностей почти одинаковая — 51.5 и 48.5%.

8.7.6 Бассейн ледника Сары-Тор.

Не только в районах дисперсного оледенения, о которых собрано наибольшее количество данных, но и для компактного оледенения Внутреннего Тянь-Шаня в последние десятилетия характерно сокращение площади оледенения и повышение доли ледникового стока в суммарном. Об этом свидетельствуют данные по леднику Сары-Тор в массиве Ак-Шыйрак. За период с 1943 по 1977 г. площадь ледника почти не изменилась, а поверхность понизилась на 19.4 м [Дюргеров, Ушнурцев, 1988].

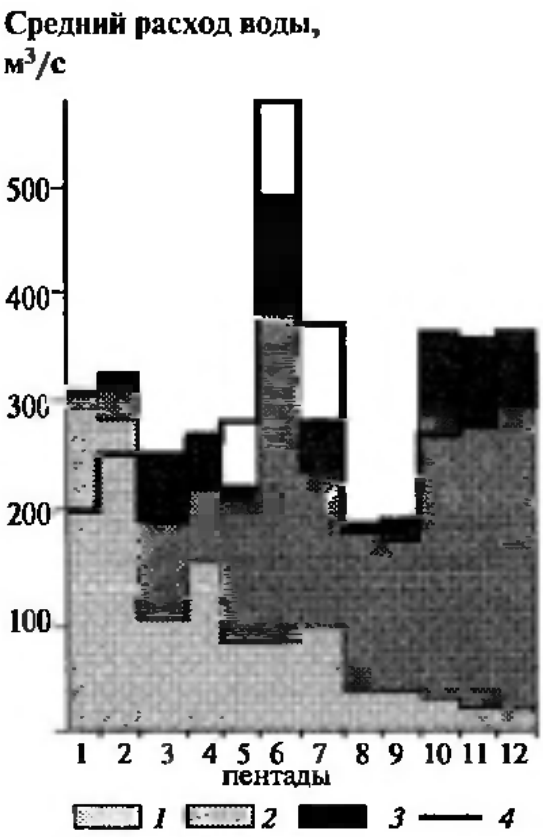


Рис. 8.14. Ход составляющих водного баланса горно-ледникового бассейна Сары-Тор за период абляции 1986 г.
1 — сток от таяния снега на леднике;
2 — сток от таяния льда;
3 — сток от жидких осадков;
4 — русловой измеренный сток

Этот ледник площадью 3.6 км^2 залегает на северо-западном склоне массива Ак-Шыйрак. Гидрологический створ замыкает площадь 7.8 км^2. Ледник начинается на высоте 4800 м и спускается до 3880 м. По данным метеостанции "Тянь-Шань" (3614 м), расположенной в 7 км от ледника, средняя годовая температура воздуха -7.9° и колеблется от −45° в январе до +20° в июле-августе [Дюргеров и др., 1982]. Годовая сумма осадков здесь 306 мм, причем 2/3 выпадает в летние месяцы в основном в твердом виде; в области аккумуляции ледника Сары-Тор — 800 мм. Ход основных составляющих водного баланса бассейна за сезон абляции представлен на рис 8.14 и в табл. 8.21. Испарение в бассейне не измерялось, поэтому оно включено в невязку водного баланса.

Степень оледенения в бассейне 47%, скалы и осыпи занимают около 30% площади бассейна, остальное — морены и слабо задернованные участки. Доля ледниковых вод в стоке ручья Сары-Тор достигает 70% в малоснежные годы. Для сыртов в целом ледниковое питание не превышает 30%, и около 40% поступает от таяния сезонного снежного покрова. Из-за слабого увлажнения территории слой ледникового стока составляет 250-600 мм.

Таблица 8.21

Водный баланс горно-ледникового бассейна Сары-Тор

Год	Составляющие стока					невязка, млн м³
	ледниковое		снеговое, млн м³	приход, млн м³	измеренный сток, млн м³	
	млн м³	%				
1986	2.5	62.5	1.5	4	3.8	0.2
1987	1.5	51.7	1.4	2.9	2.6	0.3
1988	3.3	67.3	1.6	4.9	4.1	0.8
1989	2	71.4	0.8	2.8	2.7	0.1

8.6.7. Бассейн Ледника №1, р. Урумчи.

Площадь ледника 3.34 км², он занимает 56% площади бассейна. Водный баланс верховьев р. Урумчи формируется по иному, чем в вышерассмотренных бассейнах. Наблюдения за некоторыми составляющими водного баланса, выполненные сотрудниками Тянь-Шанской станции института гляциологии и геокриологии АН КНР, позволили Кан Эрси определить годовые величины стока за 1980-1987 гг. как с ледниковых, так и с неледниковых поверхностей бассейна Ледника №1, дающего начало р. Урумчи.

Как свидетельствуют данные табл. 8.22, сток с поверхности ледника не только превышает сток с неледниковой части бассейна, но он имеет гораздо большую межгодовую изменчивость поскольку зависит от баланса массы ледника. По расчетным данным, на высоте 3950 м годовая сумма осадков составляет всего 585 мм. Баланс массы отрицателен, и в настоящее время дополнительный сток р. Урумчи формируется за счет таяния многолетних запасов льда и фирна. По расчетам Кан Эрси [Kang Ersi, 1980], водный баланс Ледника №1 выглядит следующим образом. Приход влаги оценивается в 585 мм, испаряется 71 мм, в сток уходит 625 мм, дефицит в 112 мм покрывается за счет отрицательного баланса массы ледника. Из рассмотренных 8 лет в течении 7 баланс ледника был отрицательным. В целом за 8 лет баланс массы отрицательный и равен -309 мм. Конец Ледника №1 расположен на высоте 3734 м, что в целом предопределяет небольшую величину таяния, но при общей недостаточной увлажненности бассейна р. Урумчи вклад талых ледниковых вод в общий сток достаточно высок.

Таблица 8.22

Объемы стока в горноледниковом бассейне Урумчи с Ледника N 1, млн м³

Год	Общий сток,	Сток		Ледниковый, в % к общему	Баланс массы, мм
		с открытых поверхностей	с ледниковых поверхностей		
1980	1.27	0.572	0.743	58.5	-335
1981	1.85	0.622	1.228	66.3	-652
1982	1.44	0.675	0.765	53.1	-45
1983	1.34	0.602	0.738	55	100
1984	1.17	0.537	0.633	54.1	-83
1985	2.14	0.495	1.645	76.9	-612
1986	3.18	0.509	2.671	84	-669
1987	1.37	0.594	0.776	56.6	-176
Среднее	1.72	0.57	1.115	66.9	-309

8.8 Анализ величин ледникового стока, полученных разными методами

В настоящее время большинство специалистов включает в ледниковый сток все воды, стекающие с ледника, независимо от генезиса [Гляциологический словарь, 1984].

Из-за ограниченности объема данной работы мы не рассматриваем многообразие методов расчета ледникового стока [Камалов, 1967; Кеммерих, 1972; Коновалов, 1985; Кренке, 1980; Макаревич, 1989; Щетинников, 1976]. Наиболее обширная для части территории Тянь-Шаня информация дана в работе А.Н. Кренке [1980]. Много внимания уделено расчетам ледникового стока рек Заилийского Алатау [Ледники Туюксу, 1984; Макаревич, 1989, Макаревич, Шабанов 1971; Токмагамбетов и др., 1989; Чехонадская и др., 1971, 1979] и р. Сырдарья, в особенности ее основной составляющей р. Нарын [Диких, 1990; Камалов, 1967; Рацек, 1991, Дюргеров, Рацек, 1994]. Представленные выше результаты расчетов впервые выполнены по единой методике для всей территории Тянь-Шаня. Ранее были сделаны расчеты только для отдельных бассейнов (табл. 8.23).

Таблица 8.23

Объемы ледникового стока в различных бассейнах Тянь-Шаня, млн м^3

Река	По данным Камалова [1967]	По данным Кеммериха [1972]	По нашим данным	Другие авторы
Чирчик	445	-	248.1	284.5 [Щетинников, 1976]
Пскем	345	282	199.7	187.6 [Коновалов, 1985], 196 [Кренке, 1980]
Чаткал	100	1290	48.4	76 [Кренке, 1980]
Нарын	900	369	1190.3	901 [Кренке, 1980], 1019**
Б.Нарын			459.7	357 [Рацек, 1991], 752 **
М. Нарын			337.8	253 [Рацек, 1991]
Арысь			56	63 [Кренке, 1980]
Чу		930	817.1	750 [Кренке, 1980], 946**
оз.Иссык-Куль		530	524.8	545 [Кренке, 1980], 639**
Или на территории бывшего СССР			783.8	726 [Кренке, 1980], 658.6 [Чехонадская], 358 (Дюргеров)
Северный склон хр. Заилийский Алатау			381.6	293.7 (Внлесов), 289.3 (Соседов) 273.5 [Чехонадская, 1979]
Чилик			280.5	283.2 [Чехонадская, 1979]
Терскей-Алатау на территории республик Средней Азии			121.7	101.9 [Чехонадская, 1979]
Сары-Джаз		1640	1600	1416 [Коновалов, 1985], 1220 [Кренке, 1980]
Тайлан			551.5	811.1 *
Музарт			1670.2	1863.2 *, 1929**
Куча			29.2	27 *
Дина			58.1	63.8*
Кайду			382	515.1 *, 364**
Алагоу			27.7	35.7 *
Южный склон хребта Богдо Ула			119.4	116.3*
Южный склон хребтов Баркель и Карлыктаг			68.4	82 *
Северный склон хр. Баркель			38.1	62 *
Северный склон хр. Богдо Ула			71.9	91 *
Таши-Урумчи			155.5	168.7 *
Манас			408.9	442.2 *
Хоргос-Аньцзыкай			310.6	263.9 *
Дахеяицзы-Куйтуи			589.8	532.9 *
Текес-Кунес			1552.9	2020.6 *, 1497**
Каш			628.9	552 *, 466**

* - каталог ледников КНР

** - Кунахович, Сокальская (см. гл. 9)

Различия данных представленных в таблице велики. Наши оценки ледникового стока р. Чаткал и Б.А. Камалова [1967] отличаются более чем в два раза. Сопоставление результатов различных исследователей можно сделать по р. Пскем, поскольку ледниковый сток для этой реки рассчитывался многими авторами. Минимальное отклонение в 2% по отношению к нашим данным отмечено для оценки сделанной А.Н. Кренке [1980] и в 6% В.Г. Коновалова [1985]. Устойчивости в знаках отклонений не отмечается — в одних случаях они положительные, в других отрицательные.

Ледниковый сток бассейнов р. Чу, оз. Иссык-Куль и р. Или оценивался меньшим количеством специалистов, меньшие здесь и отклонения величин друг от друга. Наилучшая сходимость оценок отмечается для рек бассейна оз. Иссык-Куль. Отклонения от наших данных находятся в пределах 1-4%. В целом для всех бассейнов максимальное отклонение составляет 16% и вероятно на данном этапе изученности ледникового стока оно вполне допустимо.

Несколько подробнее остановимся на оценках ледникового стока, формирующегося на территории бывших республик Средней Азии. Дело в том, что режим оледенения этого региона, особенно северного склона хребта Заилийский Алатау, изучен очень хорошо, и это позволило [Вилесов и др., 1973; Соседов, 1976; Чехонадская и др., 1979] оценить ледниковый сток как отдельных притоков, так и всей р. Или. В 1989 г. появились данные [Токмагамбетов и др., 1989] по объемам ледникового стока р. Или, но из-за их полного совпадения с опубликованными ранее [Чехонадская и др., 1979] в таблицу они не помещены.

Наибольшие отклонения в оценках отмечаются для рек северного склона Заилийского Алатау, режим ледников этого региона хотя и изучен наиболее детально, но способов прямого измерения объемов ледникового стока не существует и их величины получены расчетным путем.

Для р. Сары-Джаз из приведенных величин наибольшее отклонение имеет величина, рассчитанная А.Н. Кренке [1980], к которой он сам относится настороженно, считая ее аномально низкой и объясняет "либо ошибками в оценках ледникового и суммарного стока, либо большой высотой ее водосборного бассейна в пределах СССР" (с. 10). Если не принимать во внимание расчеты А.Н. Кренке, то оценки ледникового стока р. Сары-Джаз, представленные другими авторами [Кеммерих, 1972], весьма близки между собой и, видимо, отражают реальную его величину за последние десятилетия.

Объемы ледникового стока и их доли в общем стоке определены почти для всех рек Тянь-Шаня, находящихся на территории КНР. В большинстве случаев они рассчитывались по модулю стока, определенному на основе малочисленных гидрологических наблюдений в предледниковой зоне или по методу А.Н. Кренке. Другие данные, приведенные в табл. 8.23, опубликованы в Каталогах ледников КНР (По рекам Куча, Турфан-Хамийской впадины, северных склонов хребтов Баркель и Карлыктаг, Богдо-Ула и Манас объем стока в Каталогах определен для всей площади оледенения бассейнов, для остальных рек — только для части, и нами пересчитан на всю площадь ледников).

Сопоставление Каталога с нашими расчетами свидетельствует о наличии не только значительных, но и разнонаправленных отклонений. Для большинства рек объемы стоков в Каталогах выше, чем рассчитанные нами. Критерием точности в данном случае могут быть величины, полученные в результате непосредственных наблюдений отдельных составляющих стока, позволяющие рассчитать его. На тер-

ритории китайского Тянь-Шаня многолетние комплексные гляциогидрометеорологические данные получены только для бассейна р. Урумчи. Сравнение величин ледникового стока, приведенных в Каталоге, и наших расчетных указывает на их хорошую сходимость. Сток по Каталогу оценен в 23.6 млн $м^3$, расчетный равен 22.3 млн $м^3$, отклонение в 1.3 млн $м^3$ находится в пределах точности как наблюдений, так и расчетов и свидетельствует о том, что использованный в работе способ расчета дает достаточно точное представление о величинах ледникового стока.

Завершая главу, посвященную ледниковому стоку, необходимо отметить, что ледниковая составляющая присуща всем речным системам Тянь-Шаня, но из-за особенностей строения рельефа, гипсометрии, характера увлажнения, проявившихся в размере оледенения, объемы талых вод и их доля в общем стоке не везде одинаковы. Наименьшая она у реки Сырдарьи — 5.9, наибольшая 38.2 — у р. Тарим. В летнее время доля ледниковых вод в общем стоке возрастает в 2-5 раз и для некоторых рек становится основным источником питания. Значимость ледниковых вод в питании реки возрастает с продвижением вверх по бассейну. В последние годы повышается их воднохозяйственная роль в связи с общим потеплением климата, проявляющемся не только в росте температур, но и уменьшении осадков [Будыко, 1989; Глобальный климат, 1987]. На большинстве рек снижение увлажненности пока не проявляется в уменьшении водности и в этом заключается главная ценность ледников как источников и ресурсов экологически чистых пресных вод.

Глава 9.

ИЗМЕНЕНИЯ БАЛАНСА МАССЫ И ЛЕДНИКОВОГО СТОКА В БАССЕЙНАХ РЕК ТЯНЬ-ШАНЯ

Кунахович М.Г.,
Сокальская А.М. (Россия, Москва)

В связи с глобальными изменениями климата большое значение приобретает задача прогноза и оценки возможных тенденций и колебаний составляющих внешнего массообмена ледников и ледникового стока, особенно для аномальных климатических ситуаций. Для репрезентативных ледников, имеющих длительный период наблюдений, установлены тесные эмпирические связи между значениями удельного баланса массы b_a, высотой границы питания **ELA** и долей области аккумуляции **AAR** [Glacier mass balance..., 1991, 1992]. Это позволяет рассчитывать баланс массы и сток только по изменениям положения **ELA**, что особенно важно для крупных бассейнов оледенения и ледниковых систем, таких, как Тянь-Шань.

Язык крупнейшего в массиве Акшыйрак ледника Петрова спускается в озеро, покрытое льдом (июль 1991 года). На заднем плане светлая полоса тримлайна.

Благодаря восстановлению научных контактов с учеными Китая и завершению каталогизации оледенения в двух странах, впервые появилась возможность для оценки норм и изменчивости, т.е. возможных колебаний ледникового стока во всех крупных речных и озерных бассейнах горной страны. Предлагаемый здесь расчетный метод определения баланса массы, его составляющих и ледникового стока позволяет исследовать весь реальный диапазон колебаний ледникового стока, базируясь на методике, развитой в гляциологии для отдельных ледников, а именно — связи баланса массы с высотой границы питания.

9.1.Описание модели

Традиционным способом описания составляющих внешнего массообмена — аккумуляции, абляции и баланса массы — является построение так называемых балансовых кривых, т.е. высотных профилей этих характеристик (рис 9.1). Кривая аккумуляции ледника имеет ряд особенностей, связанных с рельефом поверхности ледника и его окружения, и, как правило, не может быть получена в общем виде из теоретических соображений. Ее вид должен задаваться по независимым данным. Изменение абляции с высотой более закономерно. Высотный профиль абляции имеет вид вогнутой кривой [Ходаков, 1978] и может быть описан экспоненциальной функцией с отрицательным показателем степени. Удобнее использовать при этом не абсолютные значения высоты и абляции, различные для разных ледников, а нормированные величины:

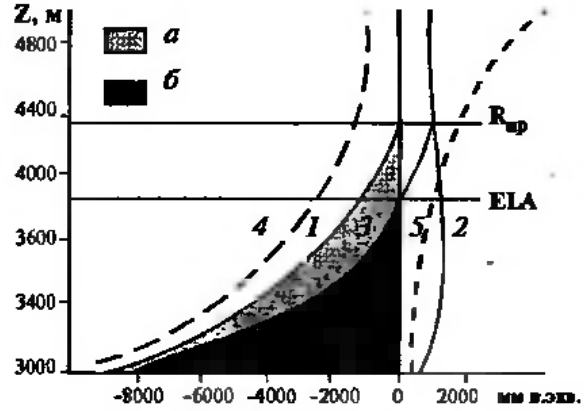


Рис. 9.1. Высотные профили:
1 - абляции,
2 - аккумуляции,
3 - баланса массы,
4 - таяния,
5 - запаса холода.
а) - сток от таяния льда
б) - сток от таяния снега на леднике

$$z_i = \frac{Z_i - Z_{min}}{Z_{max} - Z_{min}} , \qquad (1)$$

где Z_i — средняя абсолютная высота каждой высотной зоны, Z_{max}, Z_{min} — верхняя и нижняя границы ледника. Аналогично

$$a_i = \frac{a_{ti} - a_{tmin}}{a_{tmax} - a_{tmin}} .$$

Рассчитанная абляция имеет вид:

$$a_{ti} = e^{-kz_i} . \qquad (2)$$

При этом нормированные значения абляции a_i изменяются от 1 на нижней границе ледника до e^{-k} на его верхней границе. Коэффициент k определяется по данным наблюдений на леднике.

Для того чтобы перейти от нормированного высотного профиля абляции к ее реальным значениям по всему леднику, необходимо "привязать" уравнение (2) к

конкретным данным. Сделать это возможно для высоты границы питания ледника, где абляция равна аккумуляции. Пусть в момент времени j граница питания находится в зоне i:

$$b_{ai} = a_{ti} + c_{ti} = 0,$$

$$c_{ti} = v_j \; e^{-kz_i}, \text{ тогда} \qquad (3)$$

$$v_j = c_{ti}/e^{-kz_i}$$

Коэффициент v_j, полученный из уравнения (3), сохраняет свое значение для всех высотных зон ледника, и величина баланса в каждой высотной зоне определяется из выражения

$$b_{aij} = c_{ti} + v_j \, e^{-\frac{z_i - z_{min}}{z_{max} - z_{min}} k} \qquad (4)$$

Соответственно удельный баланс всего ледника будет

$$b_{aij} = \sum_{i}^{n} \left[c_{ti} + v_i e^{-\frac{z_i - z_{min}}{z_{max} - z_{min}} k} \right] \frac{f_i}{F} \qquad (5)$$

где f_i — площадь i-ой высотной зоны, F — площадь всего оледенения, n — количество высотных зон.

Последовательно определяя величину баланса массы всего ледника b_a при положении границы питания в каждой высотной зоне, мы получаем ряд пар b_a и ELA, по которым может быть получена кривая $ELA = f(b_a)$.

Оледенение ледниковой системы может быть представлено в виде гипсографической кривой одного ледника, которая является суммой гипсографических кривых всех ледников системы [Дюргеров, 1984]. При таком подходе возможно применение модели и для ледниковых систем. Такая работа была проведена для анализа внешнего массообмена ледниковой системы Тянь-Шаня.

9.2. Методика расчета и районирование территории

Величина таяния определяется составляющими теплового баланса на поверхности ледника, ведущую роль в приходной части которого играет солнечная радиация. Ее изменения на территории Тянь-Шаня невелики, так как широта меняется в пределах 4°. Поэтому вклад прихода солнечной радиации в изменчивость таяния можно не учитывать. А.Н. Диких (см.гл. 8) показал существование устойчивого соотношения между составляющими теплового баланса для изученных ледников района, что свидетельствует об однородности процесса таяния на всей территории. Поэтому было принято, что форма нормированного профиля абляции неизменна для всего Тянь-Шаня. В качестве высотных границ при нормировке используется верхняя и нижняя границы оледенения — 2650-7450 м.

Коэффициент $k=10$ найден оптимизацией уравнения $a_t = f(z_i)$ по данным об абляции на опорных ледниках. Величина kz_i изменяется от 0 в нижней точке до 10 в верхней зоне. В качестве иллюстрации на рис. 9.2 показано рассчитанное изменение нормированной абляции с высотой на ледниках Туюксу, Сары-Тор, Голубина, Шумского, Давыдова.

Территория Тянь-Шаня состоит из нескольких крупных речных и озерных бассейнов: озера Балхаш, Иссык-Куль, Арал, реки Чу, Тарим, Турфан-Хамийской и Джунгарской впадин. Эти бассейны достаточно велики по площади и неоднородны по рельефу и климату, а значит по режиму ледников и условиям формирования ледникового стока. Поэтому необходимо провести более дробное районирование.

Площадь горной территории, отвечающая длине хребтов первого порядка 30-50 км составляет 1-3 тыс. км^2. Это и есть пространственный масштаб, в котором наиболее четко проявляются мезомасштабные факторы, в первую очередь высота местности. При использовании такого масштаба горизонтальный тренд внутри района, обусловленный мезозакономерностями пространственных изменений рельефа и климата, минимален, а микрообособенности орографии нивелируются [Геткер, 1985].

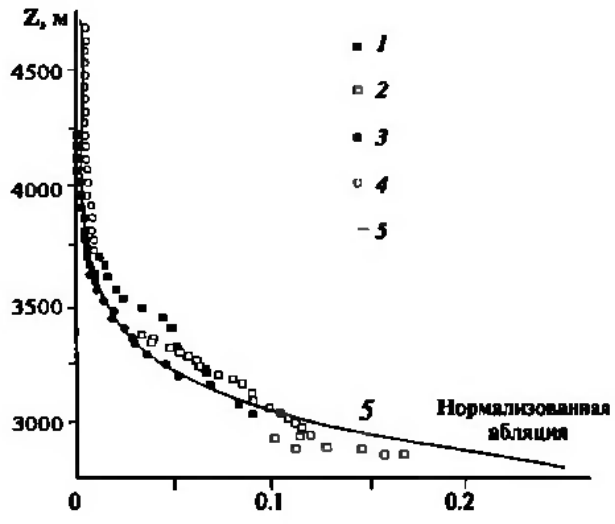


Рис. 9.2. Распределение удельной абляции по высоте. Измеренная абляция на ледниках:
1 — Голубина,
2 — Шумского,
3 — Туюксуа,
4 — Давыдова,
5 — рассчитанная абляция

Чтобы определить районы, в пределах которых условия формирования баланса массы относительно однородны, внутри больших бассейнов мы выделили первоначально 310 малых речных бассейнов. Для расчета распределения площади оледенения по высоте в каждом из них использовалась база данных "Ледники Тянь-Шаня и Памиро-Алая", сформированная В.А. Кузмиченком [1989] по Каталогу ледников СССР. Для получения осредненных по площади высотных профилей аккумуляции для наших бассейнов были использованы зависимости, рассчитанные М.И. Геткером [1985] по самым разнообразным данным об осадках на всей территории Тянь-Шаня. Для этого величины средних максимальных снегозапасов пересчитывались исходя из продолжительности холодного периода, доли осадков холодного периода и доли твердых осадков в зависимости от высоты. Для Китайской территории Тянь-Шаня использовались данные А.Н. Диких (см.гл. 8).

Для оценки аккумуляции на высотах более 4000-4500 м были привлечены данные снегомерных съемок и балансовых наблюдений на ледниках Тянь-Шаня. Сведения эти весьма эпизодические, поэтому во многих районах пришлось прибегнуть к экстраполяции высотных зависимостей для верхних зон. Правда, верхние зоны практически не участвуют в стокообразовании, так как талая вода уходит на внутреннее питание ледников. Кроме того, площадь оледенения в этом высотном интервале невелика (около 20%). Таким образом, для оценки ледникового стока можно использовать полученные высотные профили аккумуляции без заметной потери точности.

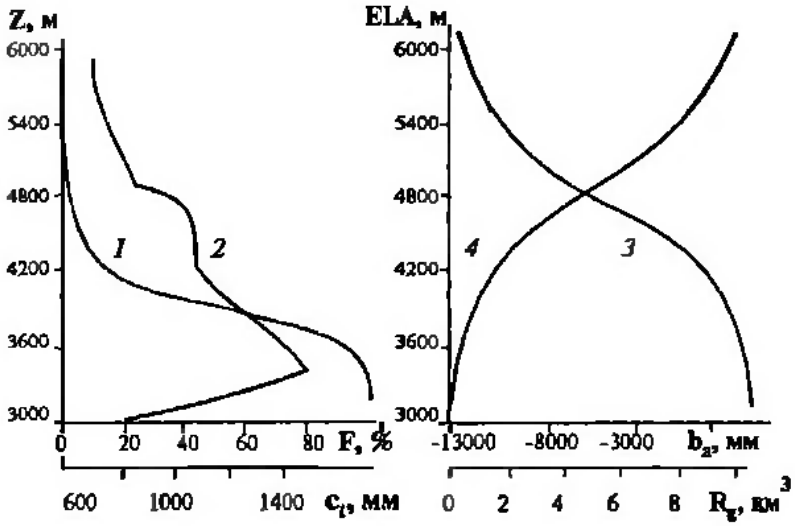


Рис. 9.3. Гипсографическая кривая оледенения (1), высотный профиль аккумуляции (2) и зависимости баланса массы (3) и ледникового стока (4) от высоты границы питания для оледенения северного склона хр. Заилийский Алатау

Количество осадков в большинстве районов возрастает до гребней хребтов с различными градиентами, а максимум аккумуляции приходится на верхние зоны фирновых полей за счет метелевого и лавинного перераспределения снега (рис. 9.3). Далее эти 310 бассейнов были сгруппированы в 23 района, представляющих собой бассейны притоков второго порядка основных рек Средней Азии. В дальнейшем эти бассейны будут условно называться по крупнейшим рекам. Определяющими характеристиками для объединения бассейнов служили близкие высотные интервалы, занимаемые оледенением в бассейне, и схожесть распределений оледенения по высоте, представленных в виде гипсографических кривых. Критерием при этом служила возможная точность расчета величины баланса массы оледенения. При объединении двух бассейнов изменение удельной величины баланса массы по данным расчета не превышало 20 мм. вод.экв. (что не превышает погрешности прямого измерения балансовых характеристик).

Таким образом, каждый из выделенных бассейнов описывается двумя кривыми: 1) распределения площади оледенения; 2) аккумуляции снега по высоте (по 100-метровым высотным зонам). Эти зависимости служат для расчета абляции и баланса массы при заданном положении границы питания ELA. По схеме, описанной выше, мы получили связи $b_a = f(ELA)$ для выделенных бассейнов для полного высотного диапазона оледенения всего Тянь-Шаня (рис. 9.4). Эти зависимости позволяют, имея данные о высоте границы питания, вычислять величину b_a и ледниковый сток на соответствующий момент времени.

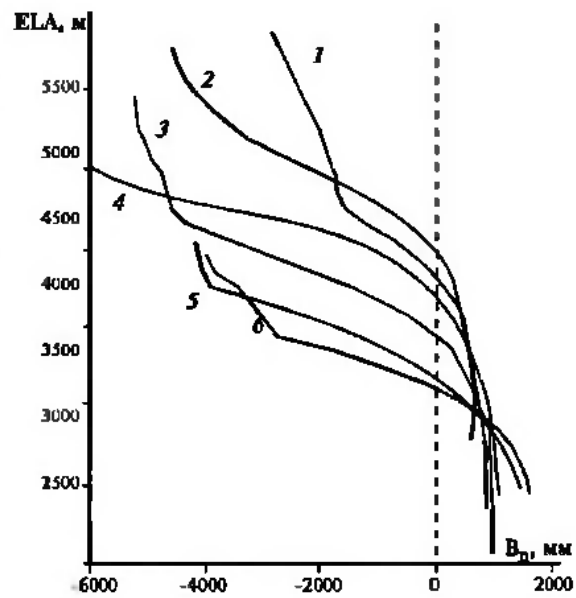


Рис. 9.4. Зависимость баланса массы от высоты границы питания по районам Тянь-Шаня.
Бассейны рек: 1 — р. Сары-Джаз, 2 — р. Кокшаал, 3 — р. Текес, 4 — р. верховья Нарына, 5 — р. Каш, 6 — р. Чирчик

9.3. Проверка расчетов

Критерием точности расчета абляции и баланса массы остаются прямые измерения на ледниках, поэтому для больших горно-ледниковых систем непосредственный гляциологический контроль невозможен [Дюргеров, Михаленко, 1989]. Проверка зависимости $b_a = f(AAR)$ была проведена нами по опорным ледникам: для верховьев р. Нарын по леднику Сары-Тор и для северного склона Заилийского Алатау (бассейн р. Или) по леднику Туюксу. По леднику Туюксу были использованы годовые значения b_a и **ELA** за 35 лет [см.гл. 5], а по леднику Сары-Тор — ряды внутригодовых величин, измеренные в 1985-1990 годах. Получено хорошее соответствие измеренных величин и расчетной зависимости, в том числе для экстремальных величин b_a.

В большинстве бассейнов нет необходимых данных измерений на ледниках. Гидрологический контроль предполагает измерение стока в замыкающем створе бассейна. В горно-ледниковом бассейне может быть измерен инструментально только общий сток, включающий значительную долю неледникового питания. Результаты расчленения гидрографа больших горно-ледниковых бассейнов с малой долей оледенения не отличаются большой точностью, поэтому не могут служить контролем расчетов ледникового стока и баланса массы ледников [Голубев и др., 1980]. Для сравнения были использованы результаты расчленения измеренного стока бассейна ледника Сары-Тор (площадь 7.5 км^2, доля оледенения 49%). Рассчитанные двумя способами величины ледникового стока различаются на 3 — 8%. Если же использовать для контроля расчетные модели, опирающиеся на метеопараметры, встает проблема надежности метеорологических данных и их экстраполяции для высокогорных областей.

Таким образом, речь может идти не о контроле полученных величин стока и баланса массы, а только о сопоставлении с результатами, полученными другими методами исследования. Сравнение некоторых показателей режима оледенения и ледникового стока с существующими представлениями о них рассмотрено ниже.

9.4 Распределение норм стока и характеристик внешнего массообмена при условии стационарности оледенения

Большинство применяемых моделей расчета балансовых характеристик и ледникового стока исходят из условий стационарности ледниковой системы [Кренке, 1982 и др.]. Это допущение редко наблюдается в действительности, но оно удобно для расчетов и дает необходимые представления о пространственном распределении составляющих внешнего массообмена ледников, позволяет выявить климатические особенности формирования ледникового стока, в том числе в наименее изученных высокогорных районах.

9.4.1 Положение высоты границы питания

Высота границы питания — одна из самых информативных и легкодоступных гляциоклиматических характеристик, однако методы определения средней высоты **ELA** для больших ледниковых систем еще недостаточно разработаны. Поскольку данные прямых наблюдений за высотой границы питания чаще всего отсутствуют, для ее определения применяются косвенные методы или осреднение тем или иным способом ее значений на отдельных ледниках. Такие способы расчета не имеют

Граница питания (сплошная линия) на небольших карово-висячих ледничках, спускающихся к леднику Южный Иныльчек проходит на высоте 5.5 — 5.7 км (август 1991 г.)

четкого обоснования и дают значительные погрешности [Зверкова и др., 1982, Кренке, Шантыкова, 1978]. Другие методы требуют сложных расчетов. Использование фактических данных ставит массу проблем, связанных с неравномерной изученностью территории и необходимостью выбора способа осреднения **ELA** [Кренке, 1982].

Исследования закономерностей пространственного распределения высоты границы питания и снеговой линии [Тронов, 1978] показывают, что соотношение этих высот в соседних районах мало меняется с изменением самих величин, т.е. граница питания в общем поднимается параллельно самой себе. Это объясняется тем, что подобие пространственных полей аккумуляции весьма устойчиво в масштабе как макро-, так и микрорельефа [Ходаков, 1978].

Рассматривая систему в стационарных условиях мы принимаем, что баланс массы системы равен 0 и площадь оледенения постоянна. Тогда средняя высота границы питания для целых горно-ледниковых бассейнов находится из связи $b_a = f(ELA)$ при $b_a = 0$ (рис 9.5).

Положение средней многолетней границы питания определяется условиями распределения осадков. Поэтому высота **ELA** довольно равномерно увеличивается от 3600 м на северо-западной периферии горной системы (бассейны рек Чирчик, Талас) до 4500 м на склонах юго-восточного обрамления (притоки р. Аксай) и понижается от центра к северо-востоку (бассейны р. Каш, оз. Сайрам), что связано в первую очередь с усилением континентальности климата и уменьшением осадков в этих направлениях и, следовательно, изменением высотного диапазона оледенения. Рассчитанная таким образом высота границы питания проходит в среднем на 100-200 м ниже, чем средневзвешенная высота оледенения.

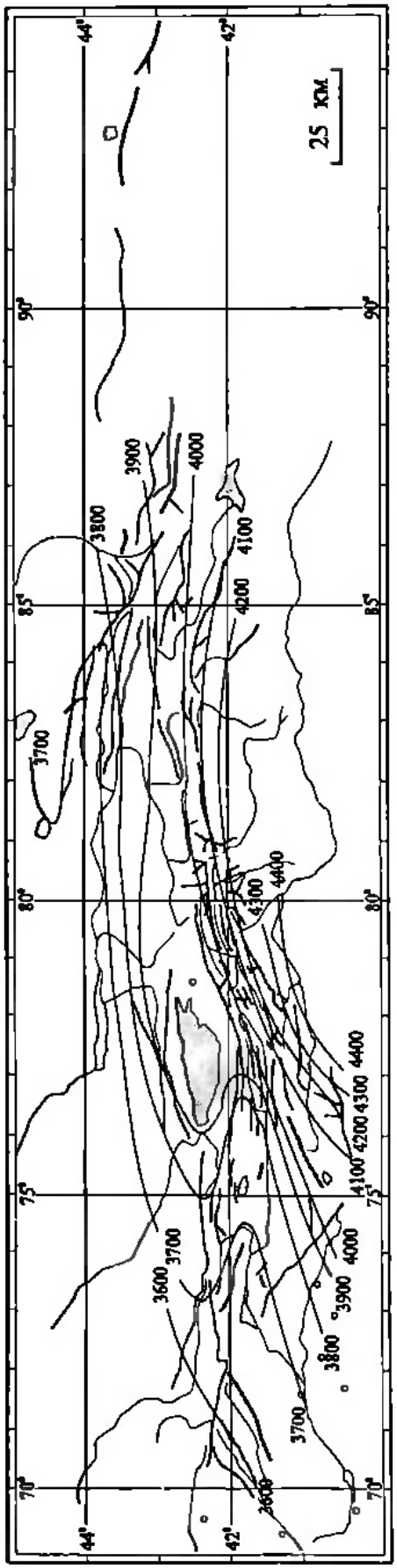


Рис. 9.5. Распределение высоты границы питания на ледниках (м) при условиях стационарности оледенения.

Изохионы в целом вытянуты в субмеридиональном направлении, что отражает общий подъем хионосферы с северо-запада на юго-восток. Такое закономерное изменение **ELA** несколько нарушается снижением высоты границы питания в районах, открытых преобладающим влагонесущим потокам. Наиболее ярко выделяются бассейны рек Нарын, Каш, Кюнес, восточная часть бассейна оз. Иссык-Куль. Это объясняется увеличением роли аккумуляции в массообмене ледников данных районов [Кренке, 1982].

Максимальные градиенты **ELA** связаны с хребтами, вытянутыми с юго-запада на северо-восток, так как они служат орографическими барьерами для осадков. Например, на северном склоне хребта Терскей-Алатау, где аккумуляция значительна, средняя высота границы питания составляет 3900 м, а на южном — поднимается выше 4200 м. Мы рассматриваем только средние величины **ELA** по большим районам, при более детальном расчете градиент значительно возрастает. Сгущения изохион могут служить индикаторами климатических границ. (Распределение **ELA**, характеризующее устойчивое положение ледниковой системы, соответствующее высоте, где баланс массы оледенения равен нулю.)

Коэффициент **AAR** имеет вполне определенный физический смысл. Однако гляциоклиматическая интерпретация **AAR** вызывает разногласия у разных авторов. Одни полагают, что ледниковый коэффициент увеличивается в морском климате [Котляков, 1968], другие, наоборот, утверждают, что ледник не может существовать с малым ледниковым коэффициентом в регионах с относительно малыми осадками [Тронов, Лунина, 1977]. О.Н. Виноградов построил

кривые распределения ледниковых коэффициентов для разных типов ледников Тянь-Шаня и показал, что этот коэффициент мало связан с континентальностью климата, но существенно зависит от типа и размера ледника [Виноградов, Коновалова, 1973]. М.Майер [1961] высказал предположение о том, что при стационарном режиме для ледника, характеризующегося линейным изменением баланса массы с высотой и распределением площади оледенения по высоте близком к нормальному закону, высоте границы питания соответствует величина **AAR** равная 50%.

Коэффициенты **AAR** (табл. 9.1) распределяются на территории Тянь-Шаня аналогично высоте границы питания: **AAR** увеличивается от 60% на северо-западе до 70% на юго-востоке системы (рис. 9.6). Такой диапазон изменения **AAR** наблюдается и на альпийских ледниках [Fluctuations..., 1967 1993], а в Норвегии, в морском климате, эта величина колеблется от 50 до 60%. Связь **AAR** с типом и размерами ледников несомненна, но эти характеристики также формируются в соответствии с климатическими условиями. Поэтому нам кажется более логичным другое объяснение закономерностей распределения этого показателя на Тянь-Шане.

Таблица 9.1

Характеристики оледенения и стока при условиях стационарности оледенения

Бассейны рек	AAR	ELA	R_g		$R_{gсум}$	Внутреннее питание	
	%	м	мм	км³	км³	мм	% от c_t
Верховья Нарына	64	4167	771	0.752		43	5
Нижнее течение Нарын	64	3696	1251	0.171		86	6
Карадарья	69	4073	1036	1.002	2.306	123	11
Ат-Баши	63	4068	846	0.096		51	6
Чирчик	65	3614	1590	0.285		97	6
Нижнее течение Чу	63	3829	946	0.601		53	5
Верховья Чу	64	3924	721	0.077	0.825	21	3
Талас	65	3675	895	0.147		55	6
Западный Иссык-Куль	63	3961	616	0.221		45	7
Восточный Иссык-Куль	63	3919	1213	0.418	0.639	98	7
Сары-Джаз	68	4203	894	2.205		98	10
Аксай	65	4298	702	1.546		65	8
Кокшаал	62	4469	580	0.169	8.393	47	8
Аксу	67	3709	885	2.544		91	9
Музарт	68	4189	1081	1.929		111	9
Кексу	65	3800	978	0.412		81	8
Каш	64	3661	1106	0.466		90	8
Кюнес	71	4285	926	0.089	2.846	41	4
Текес	66	3893	935	0.959		100	10
Или	61	3882	1273	0.92		106	8
Кайду	63	3950	820	0.364	0.364	59	7
Сайран	63	3741	779	0.497	0.497	71	8

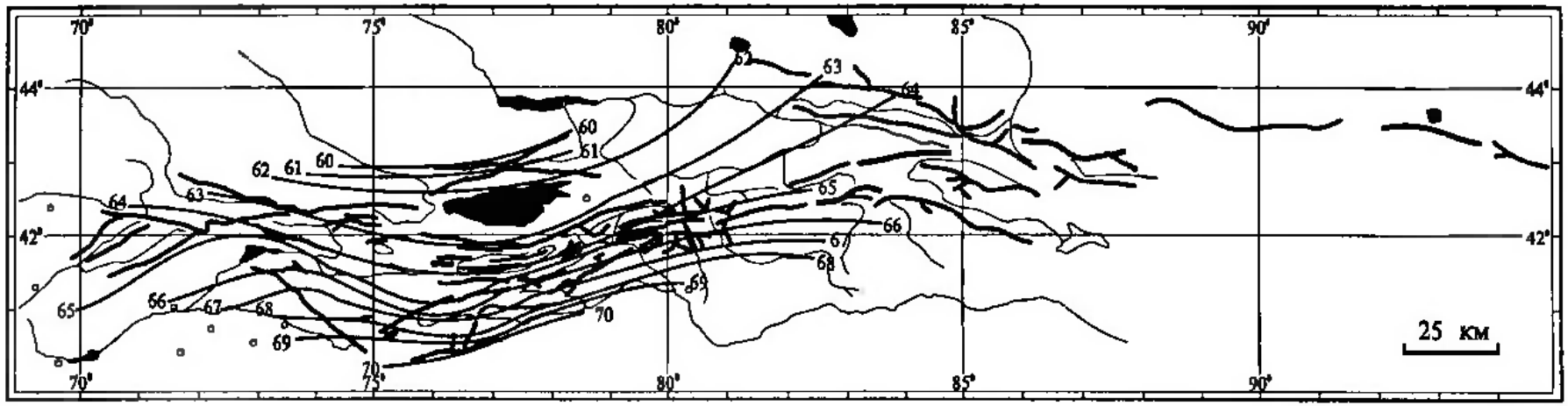


Рис. 9.6. Распределение доли области аккумуляции на ледниках (%) при условиях стационарности оледенения.

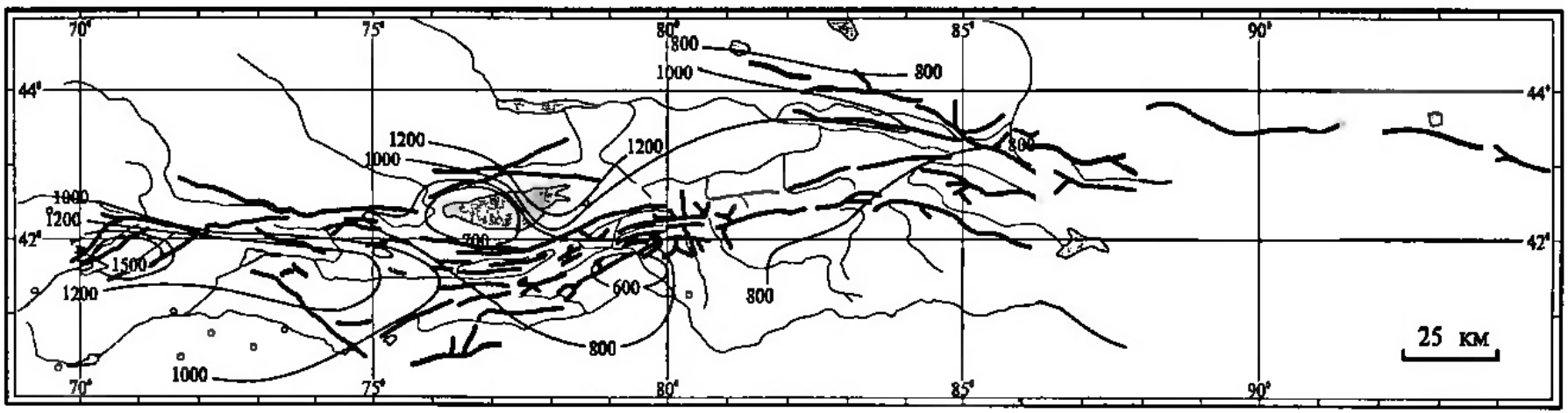


Рис. 9.7. Распределение слоя ледникового стока (мм) при условиях стационарности оледенения.

В современной климатической ситуации необходима большая доля площади аккумуляции для сохранения стационарного режима в районах с более континентальными условиями.

В районах с значительным количеством осадков ледники находятся в стационарном состоянии даже при сильном таянии, поэтому они могут существовать на меньших абсолютных высотах, с относительно меньшей долей области аккумуляции и имеют меньшие размеры. Более увлажненные ледники Западного Тянь-Шаня в среднем в три раза меньше, чем ледники в центре горной страны, формирующиеся в условиях резкоконтинентального климата [Виноградов, Коновалова, 1973].

В областях с более континентальным климатом, где годовой баланс массы определяется условиями летней аккумуляции-абляции, для сохранения оледенения требуется большая доля площади с приростом массы, поэтому здесь преобладают долинные ледники значительных размеров, расположенные гораздо выше, иначе они быстро разрушаются и исчезают. Например, на Тибете фирновая линия проходит на высоте 6000-6500 м, а концы ледников — лишь на несколько сотен метров ниже [Лебедева, 1989].

Показатель активности в среднем для всего Тянь-Шаня равен 2.7 мм/м. Эта величина колеблется от 1.6 мм/м в районах компактного оледенения Внутреннего Тянь-Шаня до 4.4 мм/м на более низкой и увлажненной западной периферии (см. гл. 4). Такие низкие значения градиента баланса характерны для ледников резко континентального климата.

9.4.2 Распределение ледникового стока

Мы считаем ледниковый сток R_g численно равным суммарной абляции (пренебрегая испарением). Поэтому слой R_0 стока при условиях стационарности оледенения, т.е. балансе массы равном нулю, численно равен слою аккумуляции (см. табл. 9.1).

Наиболее увлажненные бассейны: р. Чирчик (северный склон Заилийского Алатау), восточная часть бассейна оз. Иссык-Куль, нижнего течения р. Нарын, р. Каш. Здесь слой аккумуляции составляет 1100-1600 мм (рис. 9.7). В экранированных от основных влагонесущих потоков районах слой аккумуляции и соответственно стока изменяется от 580 мм в самом центре горной страны (бассейн верховьев р. Кокшаал), до 1000 мм в бассейнах с более выгодным орографическим строением.

При этом доля талой воды, идущей на внутреннее питание ледников, составляет 5-8% на Северном и Западном Тянь-Шане и не превышает 10% в Центральном. По наблюдениям на леднике Сары-Тор внутреннее питание составляет в среднем по леднику 60-75 мм (т.е. около 8% слоя абляции), что соответствует нашим оценкам.

Общая величина среднего ледникового стока с Тянь-Шаня составляет по нашим оценкам около 15 км^3. Это несколько больше результата, полученного А.Н. Диких [см.гл. 8] — 13.2 км^3. Примерно половина ледникового стока — 8.4 км^3 — образуется на территории СНГ, что превышает оценки А.Н. Кренке [1982] — 4.8 км^3 — почти в два раза.

Такие расхождения определяются в основном недоучетом площади оледенения, так как величины слоя стока очень близки к полученным А.Н. Кренке по полям аккумуляции. Например, площадь ледников наименее изученной части Тянь-Шаня — хр. Кокшаалтау, узел оледенения Хан-Тенгри — по подсчетам А.Н. Кренке составляет 3590 км^2, т.е. занижен более, чем на 1000 км^2 по сравнению с последними

Верховья хребта Кокшаал при его слиянии с Меридиональным хребтом. Толщина снежного покрова на ледниках достигает здесь 3—4 метров

данными — 4667 км^2. Поэтому объем стока с территории СНГ в Китай занижен: у А.Н. Кренке он составляет — 1.85 км^3, у А.О. Кеммериха — 2.42 км^3, в то время как по нашим оценкам он равен 3.75 км^3.

Оледенение Тянь-Шаня только за счет концентрации осадков на поверхности ледников дает значительный сток в бессточные водоемы Средней Азии, из-за недостатка воды являющиеся зонами экологического бедствия: 2306 млн м^3 в Арал, 2846 млн м^3 в оз. Балхаш (эта цифра согласуется с оценкой Е.Н.Вилесова, устное сообщение), 639 млн м^3 в оз. Иссык-Куль. Областью формирования значительной части ледникового стока служат районы компактного оледенения Центрального Тянь-Шаня. Доля ледникового питания в общем речном стоке здесь достигает 40%, а летом составляет большую его часть. В бассейне р. Сырдарьи доля ледникового стока в годы со средними климатическими условиями составляет около 7%, так как доля площади оледенения здесь невелика. В среднем около 17% притока в оз. Иссык-Куль дают ледники, для бассейна р.Или эта величина достигает 19%.

Китайская часть Тянь-Шаня слабо изучена. Наиболее обеспечен гляциологической и гидрологической информацией бассейн р. Урумчи, расположенный на востоке горной страны [Zhang Jinhua, 1982]. Расчетные величины ледникового стока некоторых рек опубликованы недавно в Каталоге ледников КНР.

Для всей территории Тянь-Шаня средний ледниковый сток впервые рассчитан по единой методике А.Н. Диких (см.гл. 8). Он использовал последние данные по площади оледенения Тянь-Шаня, рассчитанные В.А. Кузьмиченком [1989], результаты его расчетов наиболее близки к нашим. Однако его методика позволяет получать только среднемноголетние величины ледникового стока.

9.5 Возможные колебания баланса массы оледенения и его составляющих

Расчет среднемноголетних характеристик оледенения и ледникового стока довольно хорошо разработан в гляциологии и гидрологии. С точки зрения прогноза больший интерес представляет исследование возможных колебаний этих величин в зависимости от климатических условий. Ланными для расчетов обычно служат многолетние ряды наблюдений баланса массы, температуры воздуха и осадков. Однако в высокогорной области Центральной Азии такие ряды весьма немногочисленны. Возможность рассчитывать величины баланса массы и ледникового стока для различных районов оледенения Тянь-Шаня и отдельных ледников по полученным зависимостям $b_a = f(ELA)$ и $R_g = f(ELA)$ возможно только при наличии сведений о **ELA**. При отсутствии ее массовых измерений можно оценить баланс и сток и их пространственное распределение исходя из существующих представлений о распределении границы питания по территории Тянь-Шаня и соотношении ее высот в различных районах.

Исследования многих авторов показали, что межгодовые изменения температуры, осадков, баланса массы и других характеристик синхронны для обширных территорий и определяются фоновыми климатическими флюктуациями [Глазырин, 1985, 1991; Reynaud, 1984]. Высота границы питания в каждом из выделенных районов определяется общей климатической ситуацией в регионе и особенностями орографии каждого бассейна.

В нашей схеме расчета в каждом районе высоте границы питания соответствует коэффициент v_j (различный для всех районов), который зависит от аккумуляции и продолжительности таяния. Исходя из подобия полей **ELA** отношения этих коэффициентов при различных значениях высоты границы питания к v_j при балансе массы равном 0, должны быть одинаковы во всех бассейнах. Пользуясь этим допущением, нами выполнен расчет изменения величины **ELA** для всех бассейнов при известном изменением высоты границы питания в одном из них.

Для этой цели лучше всего подходит бассейн Туюксу, имеющий 30-летний ряд наблюдений. Эти данные удобны тем, что оледенение северного склона Заилийского Алатау сравнительно хорошо изучено, что дает возможность оперировать высотой границы питания всего района. Эта высота располагается примерно на 100 м выше, чем на леднике Туюксу [Уваров, 1991]. Таким образом, мы оцениваем пространственное распределение ледникового стока и баланса массы всего оледенения Тянь-Шаня по сведениям о **ELA** на северном склоне Заилийского Алатау.

По ряду наблюдений за высотой границы питания на леднике Туюксу рассчитаны величины **ELA**, **AAR**, баланса массы и ледникового стока для всего Тянь-Шаня по выделенным бассейнам. Оценить точность такой реконструкции довольно сложно, поэтому величины эти можно рассматривать лишь как качественную оценку. Максимальные ошибки при принятых допущениях возможны при небольших положительных или отрицательных значениях баланса массы. Для экстремальных величин ледникового стока, которые представляют наибольший интерес (табл. 9.7), они незначительны.

9.5.1 Колебания положения границы питания

Колебания границы питания определяются соотношением аккумуляции и абляции в каждом конкретном году. На амплитуду ее колебаний влияют также рельеф поверхности ледника и обрамления, экспозиция, чаще всего высота границы питания колеблется в пределах ±200 м [Кренке, 1982, Майер, 1962].

На леднике Туюксу диапазон колебания **ELA** по 30-летнему ряду наблюдений составляет 610 м. В 1964 г. граница питания поднялась к концу периода абляции только до 3600 м (при аномально высоком значении слоя аккумуляции 1320 мм и небольшой абляции 800мм), а в 1978 г. ушла за гребни обрамления (выше 4210 м) при небольшой аккумуляции (790 мм) и очень большом таянии (слой абляции составил 2270 мм). В эти аномальные годы доля области аккумуляции на леднике составляла соответственно 76 и 6%.

Интересно рассмотреть такие экстремальные ситуации для всего Тянь-Шаня. Как было показано выше, мы можем оценить соотношение высот границы питания в районах и от них перейти к балансу массы оледенения и ледниковому стоку. В качестве экстремальных условий возьмем значения **ELA**, соответствующие максимальным и минимальным величинам на леднике Туюксу.

Таблица 9.2

Рассчитанные колебания высоты границы питания на ледниках (м) по районам при заданных значениях **AAR** в бассейне р. Или (Северный склон хр. Заилийский Алатау)

AAR в бассейне р. Или, % / **Бассейны рек**	**10**	**20**	**30**	**40**	**50**	**60**	**70**	**80**	**90**
Верховья Нарына	4425	4320	4270	4232	4199	4168	4136	4101	4061
Нижнее течение Нарын	3986	3888	3834	3786	3748	3699	3653	3604	3550
Карадарья	4079	3980	3933	3895	3865	3831	3793	3758	3703
Ат-Баши	4213	4074	4030	3991	3961	3926	3888	3854	3798
Чирчик	4409	4298	4232	4174	4125	4076	4023	3967	3895
Нижнее течение Чу	4376	4207	4106	4024	3953	3885	3815	3738	3639
Верховья Чу	4503	4400	4342	4292	4252	4206	4162	4113	4055
Талас	4610	4496	4433	4384	4344	4300	4259	4207	4143
Западный Иссык-Куль	4365	4266	4204	4153	4110	4070	4029	3985	3926
Восточный Иссык-Куль	4256	4154	4096	4054	4008	3964	3919	3876	3820
Сары-Джаз	4220	4106	4052	4003	3964	3921	3876	3828	3759
Аксай	3903	3792	3740	3695	3659	3617	3574	3526	3459
Кокшаал	4073	3862	3800	3753	3713	3677	3641	3592	3535
Аксу	4751	4651	4593	4554	4511	4471	4429	4382	4324
Музарт	4246	4138	4079	4034	3991	3952	3905	3861	3800
Кексу	4129	4009	3946	3893	3852	3802	3756	3702	3638
Каш	3970	3859	3796	3750	3704	3663	3616	3568	3506
Кюнес	4626	4504	4440	4384	4337	4287	4239	4182	4112
Текес	4444	4350	4302	3816	3765	3711	3657	3596	3540
Или	4238	4114	4050	3993	3948	3896	3848	3791	3722
Кайду	4542	4412	4347	4290	4244	4192	4142	4084	4013
Сайран	4061	3947	3882	3833	3787	3744	3693	3646	3579

Диапазон изменения высоты границы питания в разных бассейнах при таких заданных условиях достигает 400-600 м (табл. 9.2). Большая изменчивость **ELA** и соответственно **AAR** (табл. 9.3) наблюдается в бассейнах с большим количеством осадков и объясняется большей изменчивостью составляющих баланса массы. При этом минимальные значения отличаются от среднемноголетней высоты **ELA** не больше, чем на 200 м, а максимальные — на 300-400м. Из этого можно заключить, что аномально высокое положение границы питания наблюдается гораздо реже, чем низкое. Это не соответствует предположению о нормальном распределении **ELA** относительно ее средней величины, однако подтверждается фактическими данными, полученными на леднике Туюксу, впрочем, как и на ледниках №1, Голубина.

Самые низкие из минимальных значений высоты границы питания — 3450-3550 м — в периферийных районах с небольшими высотами оледенения, самые высокие из минимальных — 4050 - 4324 м — в районах высокого компактного оледенения (Центральный Тянь-Шань). Пространственные различия максимальной **ELA** примерно такие же: от 3900 м в бассейне р. Чирчик до 4600 м в районах Хан-Тенгри и Кюнес.

Таблица 9.3

Рассчитанные колебания доли области аккумуляции **AAR** на ледниках (%) по районам при различных ее значениях в бассейне р. Или (Северный склон хр. Заилийский Алатау)

AAR в бассейне р. Или, % / **Бассейны рек**	**10**	**20**	**30**	**40**	**50**	**60**	**70**	**80**	**90**
Верховья Нарына	22	37	46	53	59	64	69	75	81
Нижнее течение Нарын	15	28	36	45	53	63	73	81	89
Карадарья	23	37	45	51	56	63	70	77	84
Ат-Баши	9	27	36	46	54	63	73	82	89
Чирчик	27	40	49	57	63	69	74	79	84
Нижнее течение Чу	38	48	54	59	63	68	72	77	82
Верховья Чу	26	37	44	52	57	65	71	78	85
Талас	14	25	36	45	55	63	71	79	87
Западный Иссык-Куль	16	28	38	45	54	62	70	77	85
Восточный Иссык-Куль	21	34	41	49	55	62	70	77	85
Сары-Джаз	15	31	41	50	57	64	72	79	86
Аксай	6	30	42	51	59	65	71	78	86
Кокшаал	25	36	44	50	56	62	68	74	82
Аксу	16	30	40	47	55	62	70	77	85
Музарт	15	30	39	49	56	65	73	80	88
Кексу	18	32	41	49	56	64	71	78	85
Каш	49	57	61	64	67	71	74	77	81
Кюнес	0	0	1	40	54	67	79	89	96
Текес	25	38	45	53	59	66	72	79	85
Или	44	52	56	61	64	68	72	76	80
Кайду	20	33	42	49	56	62	69	76	83
Сайран	17	30	41	50	60	70	83	95	100

9.5.2 Колебания баланса массы ледников

В континентальных условиях больший вклад в изменчивость баланса массы вносит абляция (см. гл. 5), однако пространственные различия внутри одной горной системы определяются различиями в увлажненности территории и связанным с ней высотным диапазоном оледенения.

При доле области аккумуляции около 90% в бассейнах с большим количеством осадков баланс массы достигает экстремальных положительных величин, например в бассейне р. Чирчик 716 мм (табл. 9.4). В более континентальных районах эта величина не превышает 400 мм.

При значительной аккумуляции для большого подъема высоты границы питания требуется очень интенсивная абляция. При этом на языках ледников происходит быстрая убыль массы, поэтому удельный баланс массы всего оледенения в более низких и увлажненных районах достигает более отрицательных величин (-2300 мм в бассейне р. Чирчик), чем в центральных районах Тянь-Шаня (-855мм в бассейне р. Кокшаал). Влияние увлажненности на экстремальные величины баланса массы хорошо видно на примере двух соседних районов в Иссык-кульской котловине: восточ-

Таблица 9.4

Рассчитанные величины удельного баланса массы оледенения b_a (мм) по районам при заданных значениях AAR в бассейне р. Или (Северный склон хр. Заилийский Алатау)

AAR в бассейне р. Или, % / Бассейны рек	10	20	30	40	50	60	70	80	90
Верховья Нарына	-1101	-601	-385	-234	-114	-6	95	191	297
Нижнее течение Нарын	1832	-1022	-665	-411	-209	-11	173	342	529
Карадарья	-1344	-737	-474	-289	-144	-8	123	244	386
Ат-Баши	-988	-543	-352	-215	-107	-6	90	179	290
Чирчик	-1621	-903	-583	-355	-174	-9	147	296	457
Нижнее течение Чу	-1903	-1066	-695	-429	-212	-11	186	383	612
Верховья Чу	-1350	-742	-476	-290	-143	-7	118	235	365
Талас	-1045	-575	-368	-224	-111	-6	91	189	298
Западный Иссык-Куль	1222	-679	-436	-263	-128	-7	110	222	355
Восточный Иссык-Куль	-906	-504	-328	-204	-100	-5	82	162	254
Сары-Джаз	-1794	-987	-639	-390	-193	-10	163	329	527
Аксай	-2299	-1276	-830	-510	-257	-13	217	443	716
Кокшаал	-1299	-717	-459	-276	-135	-7	115	244	388
Аксу	-855	-471	-303	-186	-91	-5	76	153	239
Музарт	-1207	-669	-432	-265	-129	-7	112	222	350
Кексу	-1463	-814	-529	-325	-164	-8	136	277	435
Каш	-1649	-914	-590	-363	-177	-9	152	305	477
Кюнес	-1302	-710	-454	-275	-134	-7	111	221	342
Текес			-483	-285	-146	-8	126	265	392
Или	-1427	-790	-512	-313	-155	-8	129	260	406
Кайду	-1596	-869	-557	-338	-165	-8	137	273	423
Сайран	-1170	-648	-418	-256	-125	-7	107	213	334

ной части, имеющей выгодное орографическое строение, и западной, менее увлажненной части. Амплитуда колебаний баланса массы в восточной часть бассейна в 2 раза, а высотный диапазон оледенения в 1.5 раза больше, чем в западной.

Из приведенных цифр видно, что ледники периферийных областей Тянь-Шаня в экстремально теплые годы (**AAR**=90%) теряют в 3 раза больше воды, чем получают при самом высоком положительном балансе массы (**AAR**=10%).

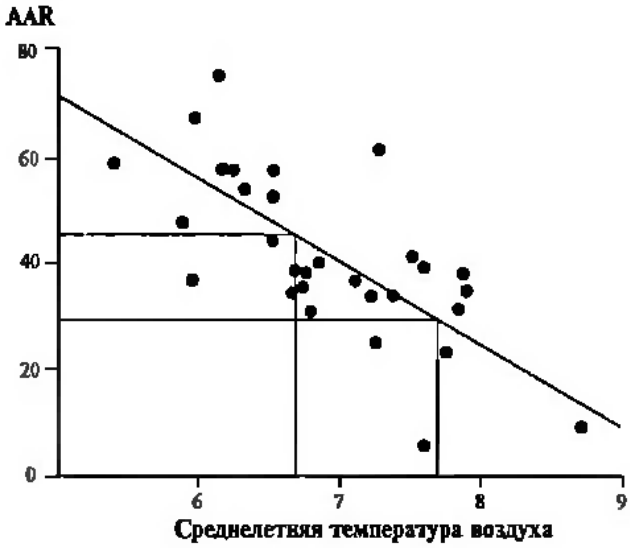


Рис. 9.9. Зависимость высоты границы питания (м) на леднике Туюксу от средней температуры воздуха (°С) на м/ст "Мынжилки"

В результате многолетних наблюдений на леднике Туюксу получена связь высоты границы питания с летней температурой воздуха (рис. 9.9), что дает возможность оценивать баланс массы и ледниковый сток горно-ледниковой системы при любых заданных температурных условиях, в частности, при экстремальных ситуациях. При повышении летней температуры на один градус высота границы питания на леднике Туюксу поднимется примерно на 100 м и **AAR** уменьшится до 45%. Соответствующим образом увеличится **ELA** и доля площади абляции и в остальных районах (см. табл. 9.2, 9.3).

Естественно, через некоторое время такие изменения отразятся на площади оледенения: языки ледников будут сокращаться до тех пор, пока не будет достигнуто устойчивое соотношение площадей с положительным и отрицательным балансом массы. Решение такой задачи, как прогноз ледникового стока с учетом изменения площади оледенения, требует специального исследования. Наибольшую сложность в такой задаче, на наш взгляд, представляет изучение вопроса взаимосвязи температуры воздуха и осадков при изменениях климата. Тем не менее, мы можем оценить изменение баланса массы на тот период, когда оледенение еще не адаптировалось к изменившимся климатическим условиям. В западной и северо-западной периферии Тянь-Шаня баланс массы составит примерно -400 мм и оледенение будет быстро сокращаться. Оледенение центральных районов более устойчиво, здесь удельный баланс массы не превысит -200 мм, поэтому для достижения устойчивого состояния потребуется очень незначительное уменьшение языков ледников. Общая картина представляется как резкая деградация оледенения по краям горной страны и "сжимание" его к самым высоким узлам оледенения.

9.5.3 Возможные колебания ледникового стока

Рассмотрим величины ледникового стока при экстремальных положениях высоты границы питания. Общие закономерности его пространственного распределения объясняются теми же климатическими и орографическими различиями, которые характеризуют распределение баланса массы. Даже при аномально низком положении **ELA**, когда доля области абляции не превышает 20%, ледниковый сток уже довольно зна-

чителен (табл. 9.5). В районах с большей энергией оледенения он достигает 875 мм, что составляет для всего северного склона Заилийского Алатау $478 \cdot 10^6$ м^3, а для бассейна р. Чирчик $157 \cdot 10^6$ м^3 воды. Так как снежно-фирновая толща на ледниках этих районов довольно значительная, в ней повторно замерзает большое количество талой воды — более 200 мм, (что составляет около 20% всего таяния (табл. 9.6)).

При такой же климатической ситуации в центральных районах Тянь-Шаня соотношение площадей абляции и аккумуляции несколько иное: **AAR** = 85-96%, поэтому слой ледникового стока меньше — 340-600 мм. За счет гораздо большей площади оледенения и соответственно стокообразующей поверхности ледники узлов компактного оледенения продуцируют даже при положительном балансе массы большое количество талой воды: только оледенение района Хан-Тенгри дает около 4 км^3 в разные речные бассейны.

Величина ледникового стока быстро увеличивается при движении **ELA** вверх. При положении границы питания на нижней границе ледников слой ледникового стока равен в среднем 100 мм, что составляет 30-60% слоя таяния, остальная часть талой воды (100-300 мм) идет на внутреннее питание и образование наложенного льда (см.гл. 6).

Таблица 9.5

Рассчитанные величины колебания ледникового стока R_g (км^3) по районам при заданных значениях AAR в бассейне р. Или (Северный склон хр. Заилийский Алатау)

AAR в бассейне р. Или, % / Бассейны рек	10	20	30	40	50	60	70	80	90
Верховья Нарына	1.826	1.338	1.128	0.98	0.863	0.758	0.659	0.565	0.462
Нижнее течение Нарын	0.421	0.311	0.262	0.227	0.2	0.173	0.148	0.125	0.099
Карадарья	2.571	1.876	1.567	1.346	1.171	1.011	0.86	0.716	0.56
Ат-Баши	0.235	0.174	0.146	0.126	0.111	0.097	0.084	0.071	0.056
Чирчик	0.696	0.513	0.433	0.376	0.331	0.287	0.246	0.206	0.157
Нижнее течение Чу	1.455	1.069	0.902	0.785	0.692	0.606	0.523	0.447	0.356
Верховья Чу	0.182	0.135	0.114	0.1	0.088	0.077	0.067	0.058	0.046
Талас	0.361	0.266	0.223	0.193	0.169	0.148	0.128	0.107	0.083
Западный Иссык-Куль	0.241	0.177	0.149	0.13	0.114	0.099	0.085	0.072	0.057
Восточный Иссык-Куль	1.638	1.199	1.009	0.873	0.766	0.666	0.572	0.481	0.373
Сары-Джаз	5.532	4.034	3.378	2.919	2.556	2.223	1.914	1.627	1.306
Аксай	3.847	2.812	2.356	2.04	1.79	1.559	1.345	1.131	0.889
Кокшаал	0.419	0.307	0.257	0.223	0.195	0.171	0.147	0.124	0.099
Аксу	6.285	4.583	3.849	3.334	2.928	2.563	2.225	1.91	1.56
Музарт	4.777	3.48	2.923	2.532	2.224	1.944	1.685	1.443	1.175
Кексу	1.029	0.755	0.635	0.549	0.481	0.416	0.355	0.296	0.229
Каш	1.161	0.852	0.715	0.619	0.541	0.47	0.402	0.338	0.265
Кюнес	0.16	0.15	0.136	0.117	0.104	0.091	0.078	0.064	0.052
Текес	2.424	1.769	1.484	1.28	1.119	0.967	0.827	0.693	0.542
Или	2.296	1.691	1.423	1.231	1.073	0.928	0.786	0.643	0.478
Кайду	0.901	0.662	0.557	0.482	0.422	0.367	0.314	0.266	0.209
Сайран	1.243	0.91	0.763	0.66	0.577	0.501	0.429	0.362	0.284
Сумма	39.7	29.06	24.41	21.12	18.52	16.12	13.88	11.75	9.337

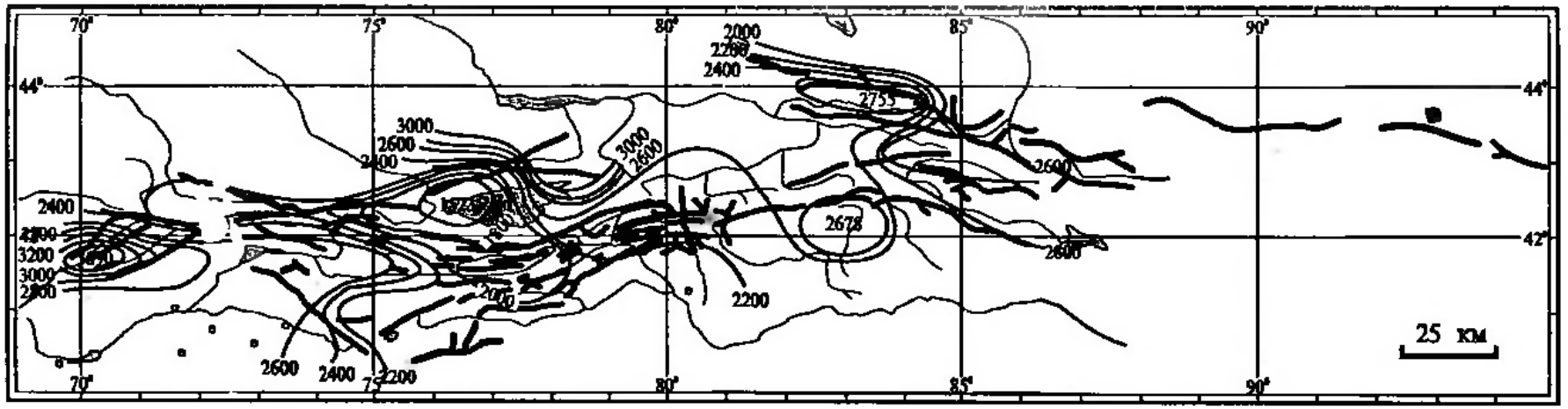


Рис. 9.9. Распределение рассчитанного слоя максимального ледникового стока, мм (при **AAR=10%**)

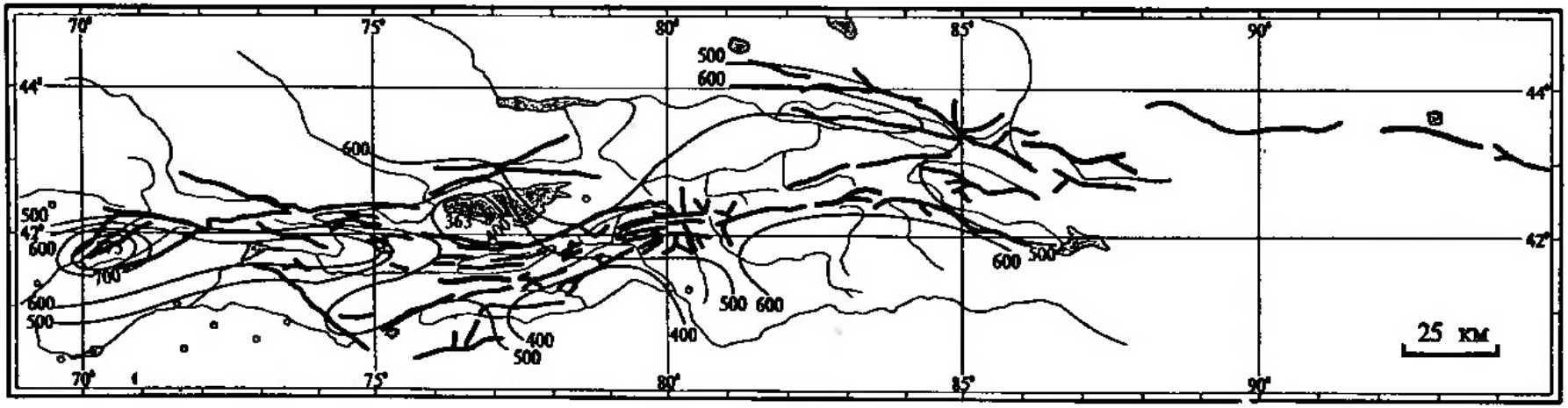


Рис. 9.10. Распределение рассчитанного слоя минимального ледникового стока , мм (при **AAR=90%**)

При аномально высоком положении границы питания (**AAR=10%**) слой ледникового стока в 2.5 раза больше, чем при нулевом балансе массы. Максимальный слой ледникового стока достигает почти 4000 мм в бассейне р. Чирчик, а в среднем для Тянь-Шаня составляет 2100 мм. Суммарный сток всего оледенения при таких заданных условиях составит почти 40 км^3 (табл. 9.5).

Приведенные выше расчеты колебаний баланса массы и ледникового стока по районам оледенения Тянь-Шаня выполнены при допущении подобия (или устойчивости соотношения) колебаний высоты границы питания на леднике Туюксу и всех других ледниках в зависимости от их положения в системе. Отдельные факты такого подобия получены на ледниках разных районов Земли, однако, строгого доказательства пока не получено. Поэтому, все выполненные расчеты носят оценочный характер и демонстрируют общие закономерности колебаний, а также возможности метода гляциогидрологического моделирования. При наличии массовых данных о распределении **ELA** или **AAR** по территории метод дает возможность осуществлять мониторинг ледникового стока и баланса массы оледенения.

Таблица 9.6

Рассчитанные колебания внутреннего питания по районам (мм и % от c_i) при заданных значениях AAR в бассейне р. Или (Северный склон хр. Заилийский Алатау)

AAR в бассейне р. Или, %	10		20		30		40		50		60		70		80		90	
Бассейны рек	мм	%	мм	%	мм	%	мм	%	мм	%	мм	%	мм	%	мм	%	мм	%
Верховья Нарына	11	1	24	2	30	2	34	3	39	4	43	5	48	7	54	9	61	11
Нижнее течение Нарын	11	0	20	1	32	2	46	3	57	4	84	6	109	9	132	13	156	18
Карадарья	26	1	50	2	70	4	89	6	106	8	122	10	141	14	163	18	183	24
Ат-Баши	8	0	14	1	26	2	37	3	45	4	51	6	61	8	75	11	99	17
Чирчик	15	0	27	1	38	2	55	3	68	4	95	6	126	8	167	13	234	21
Нижнее течение Чу	22	1	30	2	36	2	40	3	44	4	52	5	64	7	76	10	96	15
Верховья Чу	8	0	8	1	9	1	12	1	15	2	21	3	29	4	36	6	56	12
Талас	5	0	17	1	30	2	42	3	49	5	55	6	64	8	89	12	117	19
Западный Иссык-Куль	7	0	13	1	19	2	24	3	34	5	44	7	53	9	61	12	72	17
Восточный Иссык-Куль	25	1	47	2	57	3	71	4	82	5	97	7	114	10	137	13	176	20
Сары-Джаз	51	2	65	4	75	5	83	7	89	8	97	10	105	12	113	15	122	19
Аксай	28	2	39	3	48	4	53	5	58	7	65	8	71	10	84	14	100	20
Кокшаал	17	1	25	2	31	3	35	4	41	6	47	7	54	10	62	13	71	17
Аксу	71	3	79	5	82	6	86	7	89	8	91	9	93	11	95	13	98	15
Музарт	82	3	95	5	99	6	103	7	107	8	111	9	115	11	120	13	125	16
Кексу	9	0	24	1	36	2	49	4	60	5	80	8	99	11	124	15	153	22
Каш	13	0	31	1	46	3	58	4	75	5	89	7	109	10	130	14	156	20
Кюнес	0	0	0	0	1	0	23	2	25	2	40	4	59	7	92	12	101	16
Текес	32	1	50	3	61	4	74	6	84	7	99	9	113	12	130	16	151	22
Или	14	0	26	1	40	2	58	3	80	5	104	8	138	11	184	17	245	27
Кайду	7	0	19	1	29	2	38	3	49	5	58	7	73	9	87	13	108	19
Сайран	17	1	30	2	41	3	50	5	60	6	70	8	83	11	95	14	113	20

Глава 10.

ИЗМЕНЕНИЯ ОЛЕДЕНЕНИЯ ТЯНЬ-ШАНЯ В XX ВЕКЕ

К.Г. Макаревич (Казахстан, Алма-Ата),
Лю Шаохай (Китай, Ланчжоу)

Любые изменения режима на поверхности и внутри ледников, рассмотренные в предыдущих главах, выражаются в изменении их формы и размеров, т.е. в перемещении свободной поверхности, фиксируемой наземными и дистанционными наблюдениями.

Исходные данные наблюдений за изменениями ледников характеризуются рядом особенностей, которые не позволяют применить единый подход к имеющимся материалам и извлечь из них полную и равнозначную информацию для всей территории Тянь-Шаня. Суть этих особенностей состоит в:

- разнородности по составу, детальности и точности;
- разновременности сроков и интервалов между измерениями;

различиях методов получения информации: от простейших геодезических до сложных наземных и дистанционных стереотопографических.

Все это осложняет анализ современных изменений ледников. Четыре основных показателя характеризуют изменения ледников:

1. длина ледника или изменение положения фронта;
2. изменение площади ледников;
3. высота поверхности и изменение толщины льда;
4. объем льда в леднике.

Изменение числа ледников также характеризует эволюцию оледенения.

Для анализа изменений этих показателей были привлечены данные Каталога ледников Средней Азии [Корженевский, 1930], Каталога ледников СССР, крупномасштабные и мелкомасштабные государственные топографические карты, крупномасштабные карты отдельных ледников Тянь-Шаня, составленные на основе наземных и дистанционных стереотопографических съемок, данные ежегодных прямых наблюдений за положением фронта ледников, нивелировок поверхности по поперечным створам, ежегодных геодезических измерений высоты эталонных ледников по точкам реечной сети.

Эти данные представляют все крупные регионы Тянь-Шаня: ЮЗТ — хребты Угамский, Пскемский, Майдантальский, СЗТ — хребты Киргизский, Заилийский Алатау, Кунгей-Алатау, ВНТ — хребет Терскей-Алатау, ЦНТ — восточная часть хребта Кокшалтау, северные склоны пика Победы (Томур), его южные склоны западнее и восточнее пика, СВТ — хребты Борохоро, Чанцэй, Ирен-Хабырга, ВОТ — хребты Карлыктаг, Богдо-Ула, ЮВТ — хребет Нарат. Как показывает этот перечень, на всей территории горной страны в разные периоды проводились прямые наблюдения за колебаниями ледников, либо информация об их изменениях была получена из сопоставления картографических источников. Об особенностях этой информации было сказано выше.

10.1 Общий взгляд на колебания ледников Тянь-Шаня в XX веке

Наиболее простые измерения в начале века касались изменений относительной длины ледников, формулируемые как отступание, наступание и стационарность фронта.

Основательную работу в этом плане по ледникам центрального региона Тянь-Шаня провел М.К. Кошоев [1986], сопоставивший данные Каталога ледников СССР [1967-1969, 1968-1974] с Каталогом ледников Средней Азии [Корженевский, 1930]. Автор указал на причины трудностей получения достоверных результатов, но, благодаря скрупулезному анализу, сделал вывод о том, что в первую половину XX века изменение ледников указанного региона происходило неоднозначно с преобладанием неярко выраженной тенденции к отступанию. М.К. Кошоев отметил:

— доля долинных, сложнодолинных, висячих долинных и каровых ледников была больше среди отступавших, чем среди наступавших, и преобладала в общем количестве всех исследуемых ледников;
— установлена зависимость величины отступания или наступания от длины ледника. В группе отступавших преобладали ледники менее 1 км, в то время как среди наступавших не было ни одного ледника менее 2 км. Наибольшее количество наступавших ледников имели длину от 5 — 6 км и более;
— абсолютная высота нижней границы мало влияла на эволюцию ледников. Исключение составляло преобладание наступающих ледников, достигающих наиболее низких абсолютных высот;
— влияние экспозиции: доля отступавших ледников больше на благоприятных для их существования склонах северных экспозиций, наступавших же — на неблагоприятных южных. По мнению автора это объясняется неклиматическими причинами.

Количество отступавших ледников в период 1912-1943 гг. было больше, чем в 1943-1977 гг., но скорость отступания была наибольшей в период 1943-1957 гг., позднее она снизилась, а некоторые ледники перешли к наступанию. Ледники периферийных хребтов Тянь-Шаня испытали ту же тенденцию развития. Один из наиболее изученных здесь ледник Туюксу в период с 1902 по 1923 г. медленно отступал, как и все ледники этого района. За период с 1923 по 1957 г. он отступил по фронту на 360 м, потерял 3% общей площади. По соседству с ним ледник Городецкого сократился по длине с 1923 по 1960 г. на правой ветви на 179 м, а на левой ветви, спускающейся на 145 м ниже правой, на 320 м.

Таким образом, с начала XX в. до 40-х годов происходило отступание ледников, которое усилилось к концу 50-х годов. С начала 60-х до середины 70-х отступание замедлилось, и отмечены периоды кратковременного наступания (1962-1964 и 1974-1977 гг.).

О колебаниях ледников китайской части Тянь-Шаня имеется весьма ограниченная информация. Здесь в конце XIX в. и первой половине XX в. концы ледников также испытывали отступание или были близки к стационарному состоянию. На восточном склоне пика Победы ледник №24 за период с 1850 по 1909 г. отступил всего на 3 м, а с 1906 по 1950 г. на 15 м, с 1959 по 1964 г. — на 10 м. Другой ледник этого района под №10 за период с 1850 по 1964 г. отступил всего на 18 м, а ледник №16 за тот же период на 11 м. Ледник №37 на южном склоне западнее пика Победы за 114 лет (1850-1964гг.) отступил всего на 2 м. Если принять во внимание длительность периодов и небольшие величины сокращения длины ледников, то можно говорить о стационарности ледников центрального региона Тянь-Шаня в то время. К сожалению, что происходило с этими ледниками внутри этих продолжительных периодов, неизвестно. Вероятно, их стационарность связана с пульсациями и прямо не отражает климатических изменений.

Колебания ледников Тянь-Шаня во второй половине XX в. изучались более детально. В этот период активизировался сбор данных как прямыми наземными наблюдениями, так и путем сопоставления картографических материалов, основанных на дистанционных стереотопографических съемках [Забиров, Книжников, 1962; Оледенение Заилийского Алатау, 1969; Канаев и др., 1974; Диких, Кузьмиченок, 1981; Айзин, 1984; Кузьмиченок, 1986, 1988, 1989; Глазырин, Файзрахманов, 1982, 1988; Вилесов, 1991, 1993; Тюлина, Уваров 1992; и др.). Наземные измерения имели целью сбор информации о ежегодных колебаниях ледников. Тем же целям служили и дистанционные измерения, по которым составлены планы ледников на большие регионы, например, массив Ак-Шыйрак, хребет Заилийский Алатау. Их сопоставление дает широкий спектр информации о количественных изменениях оледенения за относительно продолжительные отрезки времени.

Рассмотрим современные изменения ледников Тянь-Шаня по четырем основным показателям.

10.2 Изменение длины ледников

(В установившемся понятии это изменения в положении фронта ледника)

Наземные наблюдения

В общей сложности за период с 1957 по 1990 гг. по 528 наблюдениям на 38 ледниках Тянь-Шаня были получены количественные показатели изменений длины ледников. Количество наблюдаемых ледников на Тянь-Шане составляет около 0.2% от общего их количества.

За период измерений зафиксировано 346 случаев (66%) отступания, 132 (25%) наступания и 50 случаев (9%) стационарного состояния ледников. В таблице 10.1 представлены суммарные величины изменений в положении фронта, средняя годовая скорость колебаний концов ледников и дана их амплитуда. Значения ежегодных колебаний опубликованы в [Баланс массы..., 1988, Fluctuations of Glaciers, 1967-1993].

Таблица 10.1

Линейные изменения ледников Западного Тянь-Шаня по наземным измерениям

Хребет том, вып., ч.	№№ Каталога,	Название ледника	Период наблюдений	Количество измерений	Сумма изменений за период, м	Амплитуда колебаний, м	Средняя скорость за период м/год
Юго-западный регион							
Угамский	14,1,1	Турпакбель Нижний	1960-1990	25	-21	-32 — +32	-0.7
	14,1,1	Аютор-2		30	-92	-32 — +23	-3.07
Майдантальский	14,1,1	Акбулакулькун	1962-1990	27	-127	-33 — +38	-4.53
	14,1,1	Текешсай		25	60	-67 — +33	0.21
Пскемский	14,1,1	Карабулак	1968-1985	15	-246	-42 — +16	-14.47
	14,1,1	Баркрак Пр.	1962-1972	10	-30	-22 — +18	-3
	14,1,1	Баркрак Ср.	1968-1990	21	-131	-67 — +28	-5.93
	14,1,1	Пахтакор	1967-1990	16	-114	-62 — +19	-4.96
	14,1,1	Калесника	1968-1990	17	-85	-15 — 0	-3.86
Северо-западный регион							
Киргизский	14,2,2	Голубина	1958-1990	29	9	-21 — +13	0.28
Заилийский	13,2,1	Ц. Туюксу	1956-1990	34	-506	-37 — +4	-14.38
	13,2,1	Шокальского	1961-1990	26	-138	-50 — +15	-4.76
	13,2,1	Талгар Южн.	1961-1990	24	47	-15 — +34	1.62
	13,2,1	Талгар Сев.	1962-1969	7	200	-4 — +17	2.86
	13,2,2	Корженевского	1964-1974	10	-236	-30 — -13	-23.
	13,2,1	Маметовой	1961-1969	5	-115	-96 — +19	-14.38
	13,2,1	Молодежный	1976-1990	11	-29	-38 — +12	-2.07
Кунгей-Алатау	14,2,4	Долоната	1964-1990	19	-352	-27 — +55	-13.55
	14,2,4	Аксу Вост.	1958-1990	25	-503	-180 — +25	-16.14
	14,2,4	Аксу Зап.	1959-1990	28	218	-90 — +160	7.03
	14,1,3	Кенг-Тур	1978-1988	7	-93	-15 — 0	-9.3
Таласский	14,2,4	Чонг-Тур	1980-1990	9	-58	-23 — +15	-5.8
Северо-восточный регион							
Чанцей		Ледник №1	1963-1968	11	-121	-5 — -2	-4.84

Примечание. В данную таблицу вошли ледники с периодом наблюдений не менее 6 лет

Хотя общая картина показывает преобладающее сокращение ледников (рис. 10.1), но индивидуальные различия внутри ледниковой системы или в бассейнах велики.

Некоторое представление об общей тенденции изменения баланса массы, абляции, среднего (по всем измерениям) количества отступающих ледников в связи с изменениями температуры воздуха дает рис. 10.2.

Исследования колебаний концов ледников проводились по выборке 19 из 38 ледников за 1957-1985 гг. Данные последнего пятилетия (1985-1990 гг.) не внесли изменений в результаты. Для анализа колебаний концов как косвенных признаков климатических колебаний были привлечены данные о балансе массы ледников Туюксу, Карабаткак и Голубина. Оказалось, что перемещение концов 18 ледников не имеет значимой статистической связи с годовым балансом массы как трех ледников, так и ледника Туюксу, однако общий тренд колебаний концов ледников совпадает с трендами баланса массы, абляции и противоположен тренду средней летней температуры воздуха (рис. 10.2).

Попытка исследовать связи баланса массы с количеством отступающих и наступающих ледников была предпринята Г.Е. Глазыриным и Ш.К. Файзрахмановым [1982, 1988]. Вместо отсутствующих величин баланса ими были вычислены его

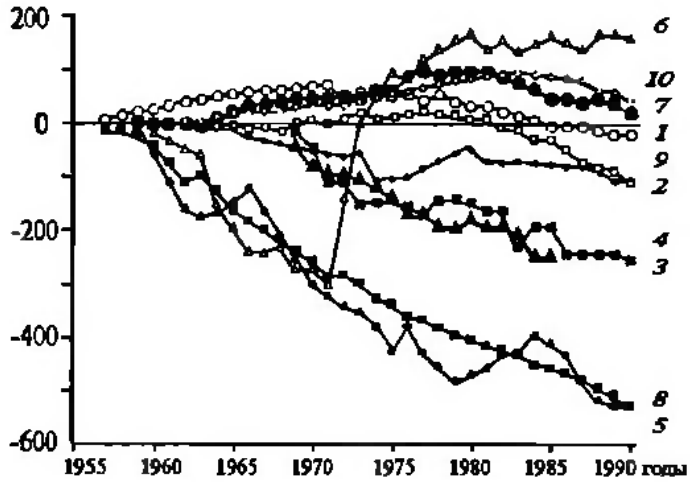


Рис. 10.1. Кумулятивные кривые перемещения концов некоторых ледников Тянь-Шаня:
1 — Нижний Турпакбель, 2 — Аютор-2, 3 — Карабулак, 4 — Баркрак Средний, 5 — Аксу Восточный, 6 — Западный Аксу, 7 — Голубина, 8 — Туюксу, 9 — Шокальского, 10 — Южный Талгар

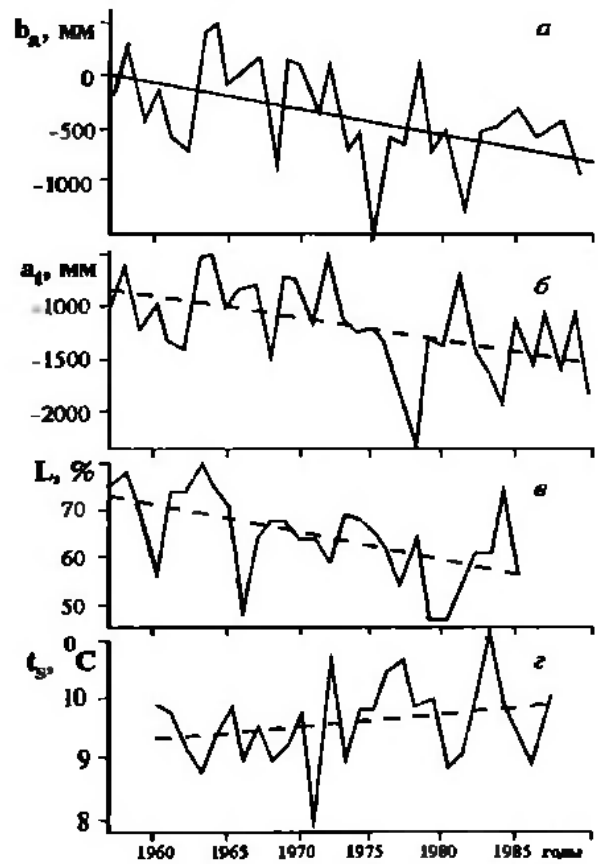


Рис. 10.2. Линейные тренды для величин годового баланса массы (а), общей абляции (б) для ледника Туюксу, процента отступающих ледников (в) и осредненной по 20 высокогорным (выше 2 км н.ур. моря) метеостанциям средней летней температуры воздуха (г)

климатические индексы для 13 ледников Тянь-Шаня за 1960-1978 гг. Оказалось, что реакция изучаемых ледников (отступание-наступание) на изменение баланса массы запаздывает на 2 года, а колебания их концов обусловлены колебаниями баланса массы.

Результаты всех исследований на Тянь-Шане свидетельствуют о непредставительности малой выборки для получения статистически надежных выводов. Поэтому проведение наблюдений только за колебаниями фронта небольшого числа ледников явно недостаточно и должно быть дополнено измерением других более надежных характеристик, четко реагирующих на колебания климата. К ним следует отнести **ELA** на ледниках и коэффициент области аккумуляции **AAR**, которые без временного сдвига тесно связаны с балансом массы и с метеорологическими элементами (табл. 10.2).

Таблица 10.2

Величины линейных парных коэффициентов корреляции для режимных составляющих баланса массы ледника Туюксу и метеостанции "Мынжилки" [Тюлина, Уваров, 1992]

Вид связи	r	Вид связи	r	Вид связи	r
$AAR = f(b)$	0.93	$AAR = f(ELA)$	0.94	$AAR = f(t_s)$	0.69
$AAR = f(C_t)$	0.78	$AAR = f(P_a)$	0.56	$AAR = f(T_a)$	0.68
$AAR = f(A_t)$	0.93	$AAR = f(P_s)$	0.62	$AAR = f(T_s)$	0.67

Обозначения: **AAR** — коэффициент области аккумуляции, **b** — удельный баланс массы, **ELA** — высота границы питания в м, P_a и P_s — годовые и летние осадки, мм, t_s — летняя температура воздуха, °С, T_a — продолжительность периода абляции, сутки, T_s — продолжительность солнечного сияния.

Из таблицы видно, что более тесная связь существует между интегральными показателями, чем с отдельными элементами климата.

Несмотря на разрозненность и разновременность информации, доказано повсеместное сокращение размеров оледенения на Тянь-Шане за рассматриваемый период.

Дистанционные наблюдения

Статистика результатов повторных аэрофотосъемок охватывает 395 ледников Заилийского Алатау (1955-1979 гг.), 178 ледников Ак-Шыйрака (1943-1977 гг.), 189 ледников хребта Терскей-Алатау (1943-1977 гг.), 58 ледников хребта Койлю (1943-1977 гг.), 56 ледников китайского Тянь-Шаня. Только оледенение западного региона не имеет данных повторных аэрофотосъемок.

Заилийский Алатау.

При анализе данных каталога ледников (т. 13, в. 2, ч. 1) и морфометрических работ по планам 1979 г. хребет был разделен по ориентации макросклонов и по речным бассейнам на четыре основные части (табл. 10.3).

Большие высоты расположения ледников на востоке хребта способствовали большей устойчивости их к потеплению по сравнению с западной частью и ледниками северного макросклона.

Таблица 10.3

Изменение общей длины ледников Заилийского Алатау за 1955-1979 гг. [Вилесов и др., 1993]

Склон и речной бассейн	Длина ледников		Изменение длины ледников	
	по Каталогу (1955 г.), км	по планам (1979 г.), км	км	%
Северный склон	360.1	335.2	-24.9	-6.9
Южный склон	204.7	191.5	-13.2	-6.4
В том числе: Чилик	136.1	128.1	-8	-5.9
Кемин	68.6	63.4	-5.2	-7.6
Итого	564.8	526.7	-38.1	-6.7

Каждый из ледников за 24 года потерял в среднем 0.1 км своей длины, средняя скорость отступания ледников составила 4-5 м/год.

Терскей-Алатау.

Результаты сравнения разновременных аэрофотоснимков 1943, 1977 и отчасти 1981 гг. по северному и южному склонам хребта показывают те же сокращения длины ледников, которые зафиксированы в Заилийском Алатау [Кузмиченок, 1986]. Здесь к оценке линейных размеров были привлечены 169 ледников или 25% их общего количества (481 ледник) с площадью более 0.1 км^2. На северном склоне 83 ледника за период с 1943 по 1979 г. сократились по длине на 15.3 км со средней годовой скоростью 5 м/год. 86 ледников южного склона уменьшились на 31.1 км, в среднем по 7 м/год. Суммарное сокращение указанных ледников по обоим склонам составило 36.4 км или 6 м/год, что на 1-2 м быстрее, чем в Заилийском Алатау, хотя период несколько отличается. В Терскей-Алатау на долю отступающих приходится почти 100% ледников.

Фронт отступающего ледника Попова (южный склон хребта терскей Алатау)

Хребет Койлю

Аналогичное сокращение длины испытали за 34 года ледники хребта Койлю, входящего в центральный регион Тянь-Шаня: 58 ледников (36%) на северном и южном склоне из 158 залегающих здесь сократились на 11.7 км со средней скоростью 6 м/год. При экстраполяции этой величины на все ледники хребта сокращение можно оценить величиной 31.8 км.

Ак-Шыйрак

По рельефу, высоте, ориентации склонов и другим показателям ледники массива были разделены на 8 групп и для каждой была дана подробная характеристика современных изменений [Кузьмиченок, 1988]. В число ледников, внесенных в таблицу 10.4 вошли ранее не каталогизированные ледники. Из 178 ледников Ак-Шыйрака 147 ледников (82%) уменьшились в длине, 24 (14%) — практически не изменились и 7 (4%) увеличились в своих линейных размерах (рис. 10.3).

Скорости линейных изменений ледников Акшийрака оказались самыми низкими среди всех обследованных ледников горной страны (табл. 10.4).

Таблица 10.4

Линейные изменения ледников горного массива Ак-Шыйрак за период 1943-1979 гг.

№ группы	Название группы, кол-во ледников	№№ ледников в каталогах: том, вып., часть	Общая ориентация	Суммарное изменение длины за период, км	Средняя скорость изменений, м/год
1	Северное обрамление, 41	328-354 (14,2,7)	N	-2.71	-2
2	Система Джаман-Су, 30	355-377 (14,2,7)	S,E,N	-3.85	-4
3	Восточное обрамление, 17	378-394	SE	-1.41	-2
4	Система Каянды, 19	1-16 (14,2,6)	SE,E,NE	-3.32	-5
5	Южное обрамление, 15	17-31 (14,2,6)	S,SE	-1.5	-4
6	Система Карасай, 23	321-340 (14,1,5)	SE,S,W,NW	-3.27	-4
7	Западное обрамление, 22	343-363 (14,1,5)	W	-2.82	-4
8	Система ледника Петрова, 11	364-372 (14,1,5)	W,NW	-1.08	-3
	Ак-Шыйрак в целом, 178			-19.97	-3

Массив Хан-Тенгри

В центре самого высокого поднятия Тянь-Шаня, где главная вершина пик Победы (Томур) достигает 7439 м над у.м., а пик Хан-Тенгри 6995 м, залегают самые большие ледники горной страны. По исследованиям В.А. Кузьмиченка [1989], ледник Северный Иныльчек с 1943 по 1981 г. отступил на 3.2 км со средней скоростью 84 м/год. Ледник Южный Иныльчек, благодаря покрытости мореной его нижней части на протяжении нескольких десятков километров, устойчив и не подвержен изменениям длины.

Ледник Семенова в верховьях реки Сары-Джаз периодически пульсирует, после чего интенсивно отступает долгое время со средней скоростью до 20 м/год. Ряд ледников этого района сокращаются в течение 38 лет со средней скоростью 10 м/год.

На восточных склонах пика Победы и Хан-Тенгри расположено несколько крупных ледников, также систематически отступающих. Скорость их сокращения колеблется от 3 до 16 м/год. На южном склоне пика Победы ряд ледников находился в 60-70-е годы в стационарном состоянии, другие отступали со скоростью от 3 до 20 м/год, а некоторые продвигались вперед. Такая картина наблюдалась и к западу от указанного пика на южных склонах хребта Кокшалтау.

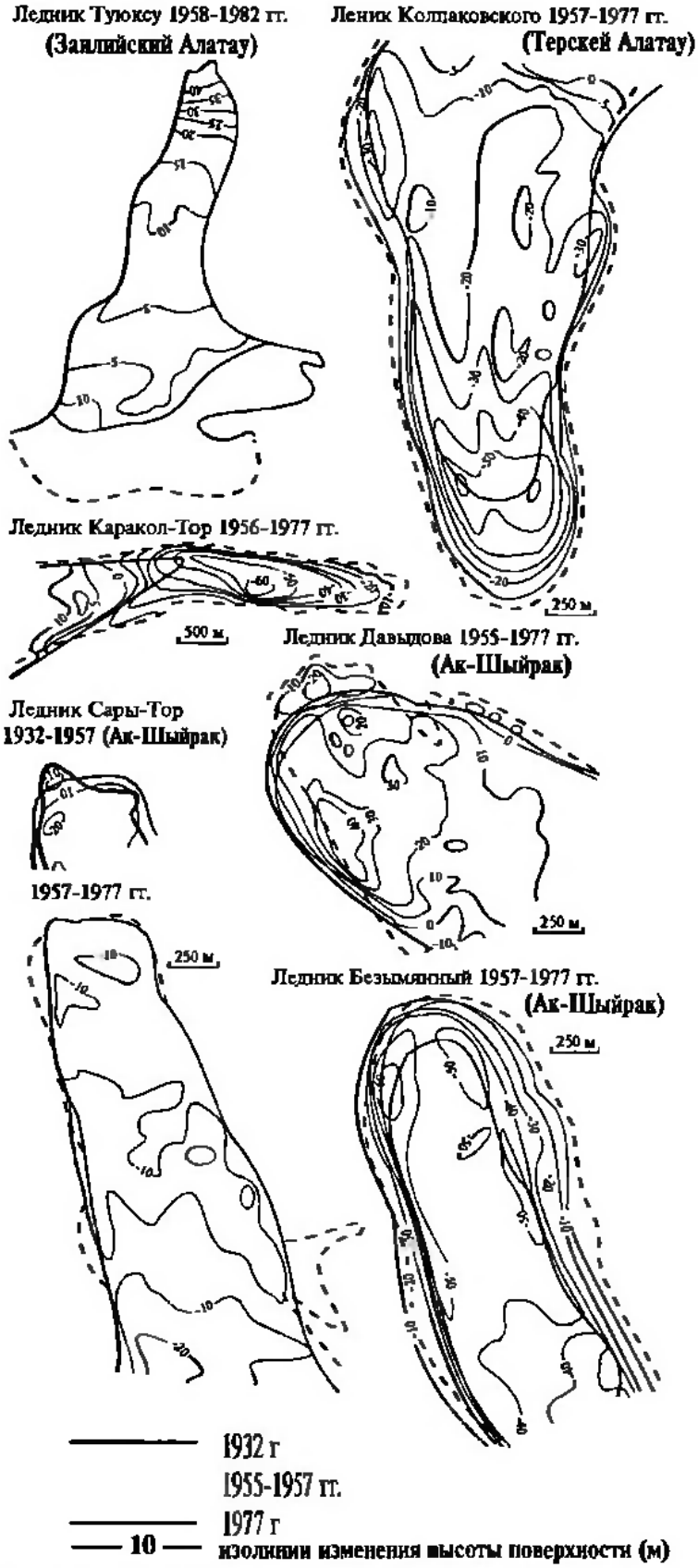


Рис. 10.3. Изменения положения фронта и высоты поверхности некоторых ледников Тянь-Шаня [по Кузьмиченку, 1986]

Восточный Тянь-Шань

Статистическая оценка современных линейных изменений ледников Восточного Тянь-Шаня, выполненная Чанг Ксенгсонгом в 1986 г., констатирует сокращение 27 ледников (63%), наступание 5 ледников (12%) и стабильное состояние 11 ледников (25%). Данные о колебаниях ледников в зависимости от их длины и площади приведены в табл. 10.5.

В западной части Тянь-Шаня количество отступающих ледников практически равно таковому в Восточном Тянь-Шане, соответственно, 66 и 63%. В западной части наблюдалось 25% случаев кратковременного продвижения ледников и 9% их стабильного положения против 12 и 25% в восточной части.

Таблица 10.5

Линейные изменения ледников Восточного Тянь-Шаня по Чанг Ксенгсонгу [1986]

Регион	№ каталога и ледника	Площадь, км²	Длина, км	Экспозиция		Высота, м		Годы наблюдений	Линейные изменения, м/год
				Область питания	Область абляции	max	min		
Северо-Восточный	5V731, D 32	1.18	2	N	N	4256	3620	1964-1978	-21
	5V734, A 23	9.5	7.5	N	N	4750	3180	1964-1977	-23
	5V734, A27	6.51	7.4	N	N	4850	3300		-23
	5V734, B 38	5.95	6	N	N	4780	3320		0
	5V734, B 40	4.64	6.1	N	N	5108	3400		-8
	5V734, B 41	2.96	5.1	N	N	4687	3370		-31
	5V736, C 38	4.43	6	S	S	5013	3600	1964-1972	0
	5V736, C 45	7.96	6	S	S	5136	3680	1964-1972	-12.5
	5V737, E 14	26.62	14.6	NE	NE	5250	3370		-188
	5V738, B 28	21.07	10.7	N	N	5076	3360		-125
	5V741, C 48	6.07	5.1	NW	N	4300	3240	1964-1981	-0.3
	5V741, C 51	1.48	1.7	NE	E	4000	3400		0
	5V741, C 52	0.28	1	NE	NE	4070	3550		0
	5V741, C 53	1.8	2.7	E	E	4120	3470		-3.5
	5V043, N 8	0.46	1.4	NE	NE	3860	3460	1964-1981	-3.7
	5V043, E 46	4.03	4.3	N	N	4197	3520	1963-1972	0
	5V043, C 15	5.94	6	N	N	4471	3380		-17
	5V043, E 87	39.68	14.4	N	N	5184	3020	1965-1977	0
	5V043, E 110	1.27	2	N	N	4300	3560		-8
	5V043, E 115	0.7	1.7	N	N	4100	3500		0
	5V043, K 33	48.6	13.8	W	W	5382	2720	1964-1981	-4.1
	5V043, K 42	6.54	4.5	NW	NW	4805	3520		-3.1
	5V043, K 44	5.09	6.5	NW	NW	4782	3300		0
	5V043, K 50	9.5	4.8	N	N	5401	3160		-3.6
	5V711, C 8	3.97	5	NE	NE	4744	3620	1960-1965	-10
								1965-1980	-18
	5V725, D 4	2.96	3.2	N	N	4350	3600	1959-1962	-12
								1962-1981	-6
	5V730, C 24	1.94	2.2	NE	NE	4486	3720	1962-1973	-6
								1973-1980	-3.3
								1980-1984	-3.9
	5V731, D 6	1.65	3.1	NW	NW	4367	3600	1964-1977	-36

Таблица 10.5 (Продолжение)

Линейные изменения ледников Восточного Тянь-Шаня по Чанг Ксенгсонгу [1986]

Регион	№ каталога и ледника	Площадь, км^2	Длина, км	Экспозиция		Высота, м		Годы наблюдений	Линейные изменения, м/год
				Область питания	Область абляции	max	min		
Центральный	5V681, D 24	137.7	33	W	W	6627	2950	1816-1850	-10.1
	5V681, C 10	180.95	37.4	E	E	6245	2790	1850-1909	-2.9
								1906-1959	-15
								1959-1960	-10
								1964-1978	-2.1
	5V681, C 10	180.95	37.4	E	E	6245	2790	1850-1964	-17.5
								1964-1976	-15.8
								1964-1978	-15
	5V681, B 16	313.69	33.7	E	E	6930	2680	1850-1960	-11.3
								1969-1976	-8.3
	5V681, A 48	20.74	11.2	E	E	6120	3250	1970-1976	0
	5V674, F 5	73.63	21	SE	S	6588	2860	1942-1978	-2.9
	5V674, E 15	33.76	12	SE	SE	5714	3320	1942-1978	-17.7
	5V674, C 22	28.6	12	S	SW	6588	3145		-8.8
	5V674, C 13	99.01	17.9	SE	SE	6640	3180		0
	5V674, B 28	165.38	23.8	S	S	7434	3080	1972-1976	-2.4
								1978-1981	-14.7
	5V674, B 16	14.07	10.7	S	S	6049	3300	1942-1976	61.7
	5V677, A 5	83.56	26	S	S	6070	3060	1943-1976	25
								1978-1981	0
								1981-1984	-8.3
	5V673, P 37	337.85	41.5	S	S	7434	2780	1850-1964	-2.2
								1964-1978	-1.6
	5V673, P 12	45.91	16.5	S	S	5550	3300	1964-1976	50
	5V673, K 1	392.84	63.5	W	W	7434	2900	1942-1976	0
	5V672, P 2	13.57	10.8	N	N	5240	3980	1963-1976	46
	5V672, C 65	23.7	12.7	N	N	5582	3800		23
	5V672, C 62	9.52	9	N	N	5074	3800		-23
	5V672, C 56	21.14	15.6	N	N	5720	3560		-54
Восточный	5V822, C 3	3.45	2.4	SW	SW	4500	3840	1973-1981	0
	5V822, C 2	6.59	6.5	SW	SW	4883	3610	1959/60	-7
	5V813, B 8	5.61	7.1	E	S	5776	3380	1960-1973	-8.7
								1973-1981	-4.5
	5V813, B 8	5.61	7.1	E	S	5445	3380	1962-1980	0
	5V813, B 11	2.03	4.1	S	S	5000	3770		0
	5V812, B 15	1.46	2.5	SE	SW	4620	3600		0
	5V812, B 15	7.47	6	NW	SW	5213	3540	1931-1981	-7.6
Юго-Восточный	5V693, E 7	4.51	4.1	E	SE	4360	3520	1966-1972-	0
	5V693, E 1	3.04	3.2	SE	S	4375	3760		-17
	5V692, C 9	1.77	2.3	NW	NW	4200	3560	1963-1972	0

Из вышеприведенных данных следует, что на современном этапе развития оледенения тенденция поведения ледников Тянь-Шаня аналогична тенденции в других областях земного шара [Чанг Ксенгсонг, 1986; Кан Эрси, 1986; Макаревич, Рототаева, 1986]

Годовые амплитуды колебаний ледников даже в континентальных условиях Тянь-Шаня достигают больших величин. Нет прямой зависимости между амплитудами колебаний и размерами ледников — их шириной и площадью. Колебания не связаны и с ориентацией склонов. При одной и той же экспозиции они могут и наступать, и отступать, и находиться в стационарном состоянии [Чанг Ксенгсонг, 1986].

В целом динамика колебаний фронта ледников Тянь-Шаня выглядит следующим образом: 1930—1960-е г. — общее отступание, 1960—середина 1970-х г. — замедление отступания и отдельные случаи наступания, вторая половина 1970-х г. — 1980 г. — усиленное сокращение, 1982-1992 гг. — некоторое замедление темпов сокращения.

Таким образом, сохраняется вековая тенденция сокращения длины ледников Тянь-Шаня в существующих климатических условиях.

Таблица 10.6

Сравнительные данные об амплитудах колебаний ледников Восточного Тянь-Шаня, имеющих разную длины и площадь [Чанг Ксенгсонг, 1986]

Длина, км	Площадь, км^2	Число ледников	Частотное распределение, %	Диапазон амплитуд, м/год	Средняя амплитуда, м/год
		Длина			
Менее 5		69	46.94	- 36 -:- +33.3	8.63
5-10		31	21.09	-62.5 -:- +52.6	17.88
10-20		30	20.41	-188 -:- +61.7	44.18
20-30		10	6.8	-115-:- +25	31.95
30-40		5	3.4	-50 -:- 0	15.98
40- и более		2	1.36	0	0
Всего		147	100	19.56	19.77
		Площадь			
Менее 5		71	48.38	+28 -:- -36	6.67
5-10		15	10.2	+1.2 -:- -31	12.13
10-20		15	10.2	+61.7 -:- -62.5	22.97
20-50		23	15.65	+52.9 -:- -188	51.72
50-100		10	6.8	+50 -:- -155.9	31.22
100- и более		13	8.84	0 -:- -50	18.46
Всего		147	100	18.65	23.86

10.3.Изменение высоты поверхности ледников

Данные об изменениях высоты поверхности получены путем наземных геодезических измерений. Для некоторых ледников они сопровождались измерениями аккумуляции-абляции в точках геодезических измерений. В таких случаях изменения высоты могут быть разделены на две части: а) за счет внешних воздействий и б) за счет движения льда. Данные об изменениях высоты поверхности существуют для отдельных ледников северо-западного и значительного количества ледников центрального регионов и отсутствуют для большей части других регионов Тянь-Шаня.

На леднике Туюксу измерения по створам были со временем заменены на измерения по реечной сети, охватывающей всю доступную и наиболее активную часть, составляющую 2/3 площади всего ледника. Высота поверхности колеблется из года в год в зависимости от ее места на леднике относительно верхней точки области пита-

ния (рис. 10.4). Самое существенное понижение ледник испытал на нижнем створе -18.4 м, но уже на ближайшем к нему створе понижение уменьшилось до -7.4 м, а выше на 3, 4, 5 и 6-м створах поверхность повысилась соответственно на 0.4, 1.0, 2.3, и 5.2 м. Компенсационный приток льда за счет движения на указанные створы вниз от области аккумуляции (6-1-й створы) составил за 10 лет соответственно 9.2, 10.4, 9.9, 13.9, 13.6, 9.0 м. Самый нижний створ получил только 1/2 часть затраченного при абляции льда, а 2-й створ — 2/3. Благодаря повышенной компенсации, поверхность ледника на верхних створах оказывалась стабильной и за рассматриваемый период повысилась над исходной реперной поверхностью (рис. 10.4).

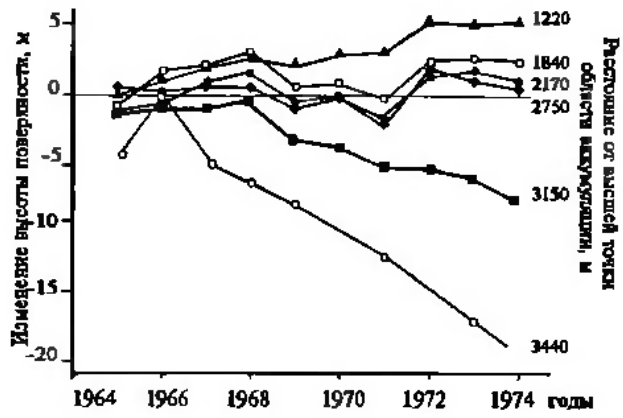


Рис. 10.4. Кумулятивные кривые изменений высоты поверхности ледника Туюксу (м) на разных поперечных створах

Картографические данные по леднику Туюксу за период с 1958 по 1982 г. дают существенно иную картину. В самой нижней части поверхность ледника понизилась на 40 м, а у подножия задней стены цирка от 5 до 10 м (см. рис. 10.3).

Понижение поверхности испытали и другие ледники в бассейне Туюксу. Ледник Иглы Туюксу за период с 1964 по 1989 г. понизился на створе вблизи границы питания на -6.6 м, а вблизи конца ледника (1600 м от водораздела) на -14.2 м.

Ледник Маметовой — типичный малый ледник Тянь-Шаня, за период с 1963 по 1989 г. понизился вблизи подножия питающего склона в 0.87 км от высшей точки области аккумуляции на -11.8 м, в 0.97 км на -12.5, в 1.1 км на -11.65 м.

Ледник Молодежный на створе, расположенном вблизи конца ледника на расстоянии 1.53 км от наиболее удаленной точки области питания, за период 1964-1989 гг. стал тоньше на 26.3 м.

Ледник Корженевского, самый большой на южном склоне хребта Заилийском Алатау, понизился в самой нижней части языка на 17.6 м (1964-1974 гг.). Ледник обладает пульсирующим режимом. В 1.5-2 км от водораздельного гребня (под вершиной Талгар) перед слиянием отдельных камер области питания в общий язык, его поверхность опускалась до 20 м и более.

Из анализа многочисленных данных выявляется картина неравнозначности и пестроты в изменениях высоты поверхности по продольным профилям ледников, исключая нижние их участки, где повсеместно отмечено понижение поверхности.

Остановимся на оценке изменений высоты поверхности на основе измерений по реечной сети ледника Туюксу и для сравнения ледника Шумского в Джунгарском Алатау. В течение многих лет измерялись абсолютные высоты каждой точки реечной сети, а также величины аккумуляции-абляции. Затем в точках измерений вычислялись величины притока льда из кинематической области питания (КОП) в кинематическую область абляции (КОА). После этого определялась масса льда, поступившая на язык. Сумма изменений массы, произошедшая в результате внешнего массообмена и переноса массы, отнесенная к площади всего ледника, представляет собой удельное изменение высоты поверхности всего ледника за годовой период. Она должна быть равна удельному балансу массы, измеренному гляциологическим методом (табл. 10.7).

Таблица 10.7

Годовые скорости изменения высоты поверхности ледника Туюксу в результате движения и внешнего массообмена за период 1977-1989 гг

Год	Высота кинематической границы, м	Кинематическая область питания				Кинематическая область абляции					Весь ледник	
		F_a км^2	U_{nf} м	b_{nf} м	U_{sf} м	F_a км^2	U_{rl} м/год	U_{hl} м	b_{nl} м	U_{sl} м	F км^2	U_s м
1977/78	3830	1	-2	-0.31	-2.31	2.1	13.6	0.95	-2.18	-1.23	3.1	-1.58
1978/79	3830	1	-0.84	0.3	-2.16	2.1	10.8	0.4	-0.93	-0.53	3.1	-0.56
1979/80	3800	1.14	-1.14	0.27	-0.87	1.88	9.8	0.69	-1.23	-0.54	3.1	-0.65
1980/81	3760	1.81	-0.61	0.55	-0.06	1.21	10.8	0.92	-0.56	0.36	3.1	0.11
1981/82	3800	1.14	-1.07	0.35	-0.72	1.88	11.8	0.65	-1.26	-0.61	3.02	-0.63
1982/83	3850	0.85	-1.02	-0.09	-1.11	2.17	11.7	0.42	-0.96	-0.54	3.02	-0.71
1983/84	3800	1.14	-0.64	-0.46	-1.1	1.88	10.8	0.39	-1.81	-1.42	3.02	-1.3
1984/85	3810	1.23	-0.68	0.13	-0.55	1.79	10.2	0.47	-0.91	-0.44	3.02	-0.48
1985/86	3810	1.05	-1.05	0.4	-0.65	1.81	9.3	0.61	-1.24	-0.63	2.86	-0.64
1986/87	3795	1.15	-0.55	0.26	-0.29	1.71	9.3	0.37	-0.72	-0.35	2.86	-0.34
1987/88	3780	1.2	-0.9	0.21	-0.69	1.61	9.9	0.68	-1.23	-0.55	2.81	-0.61
1988/89	3800	1.14	-1.06	0.21	-0.85	1.68	9.8	0.37	-0.72	-0.35	2.81	-0.43
Среднее	3805		-0.96	0.15	-0.81			0.58	-1.15	-0.57		-0.65
Сумма			-11.56	1.82	-9.74			6.92	-13.75	-6.83		-7.82

Примечание. S- площади кинематических областей абляции и питания, b_{nf}, b_{nl} — баланс массы соответствующих областей (f, i — индексы областей питания и абляции), U_n, U_s — изменения высоты поверхности за счет движения и суммарное изменения высоты поверхности за счет аккумуляции и абляции и движения, соответственно, $U_н$ — горизонтальная компонента скорости

За 12 лет наблюдений (1977-1989 гг.) только один раз поверхность ледника Туюксу испытала незначительное повышение 0.11 м (1981 г.). В остальные годы наблюдалось понижение поверхности с амплитудой от -0.34 до -1.58 м/год. Среднее понижение поверхности за 12 лет составило -0.62 м. Чистый годовой баланс массы за период в КОП составил 0.15 м, этого было недостаточно для компенсации выноса льда, вследствие чего среднее годовое понижение поверхности составило 0.81 м, а в сумме за 12 лет — 9.7 м в области питания. Приток льда в КОА в среднем составил 0.6 м/год с изменениями в отдельные годы от 0.37 до 0.95 м. Величина чистой абляции или чистого баланса льда, в указанной области в среднем достигла -1.16 м с амплитудой колебаний -0.72 — -2.18 м. Компенсация потерь льда от абляции за счет движения льда не превысила 57%, что привело к понижению высоты поверхности на языке на 0.56 м/год. Интересен тот факт, что область питания за годы измерений испытала большее понижение высоты поверхности по сравнению с областью абляции. Однако такое соотношение изменяется и в предыдущие периоды оно было другим для ледника Туюксу. Так, понижение высоты поверхности в области абляции ледника Туюксу за предыдущий период (1958-1972 гг.) составило -0.26 м/год, а в сумме за 14 лет -3.64 м. Это более чем в два раза меньше, чем в 1977-1989 гг.

За период 1937-1964 гг. скорость изменения массы в области питания составила +0.08 м/год, в области абляции -0.35 м/год, а в целом по леднику -0.12 м/год. В годы наивысшего положения снеговой линии (1939, 1941, 1944, 1953, 1959, 1962 гг.), вынос массы из области питания, ее приток в область абляции и изменение массы всего ледника были близки к аналогичным показателям последних 12 лет (табл. 10.8).

Таблица 10.8

Скорости изменения высоты поверхности ледника Туюксу в результате движения льда и внешнего массообмена за разные периоды м/год (индексы и обозначения те же , что и в табл.10.7)

Периоды	Область питания		Область абляции		Весь ледник
	U_{hf}	U_f	U_{hl}	U_{sl}	U_s
1977 – 1989	-0.96	-0.81	0.6	-0.56	-0.62
Среднее за 1939, 43, 44, 53, 1958-62	-0.81	-0.26	0.5	-0.57	-0.45
1958 – 1972	-0.59	0.06	0.61	-0.26	-0.1
1937 – 1964	-0.52	0.08	0.54	-0.35	-0.12

Аналогичные данные (только для области абляции) получены на леднике Шумского (Джунгарский Алатау) за период 1966-1984 гг. [Черкасов, 1986].

Ледник Шумского обладает несколько большими, чем у ледника Туюксу, скоростями движения льда (табл. 10.9). Скорость движения поверхности выразилась следующими показателями: средняя годовая величина притока льда на язык составила за 18 лет 0.62 м, что практически равно тому же показателю по леднику Туюксу (0.60 м). Чистый годовой баланс здесь оказался заметно выше — -0.86 м, чем на леднике Туюксу (-1.16 м), что сказалось и на значительно меньшем понижении в области абляции — -0.24 м/год против -0.56 м/год на леднике Туюксу.

Таблица 10.9

Средние скорости изменения высоты поверхности кинематической области абляции ледника Шумского в Джунгарском Алатау [Черкасов, 1986], м/год (обозначения те же, что и в табл.10.7)

Годы	U_{rl}	U_{hl}	b_{nl}	U_{sl}	ELA, m
1966/67	13.2	0.6	-0.15	0.45	3590
1967/68	12.89	0.66	-1.3	-0.64	3656
1968/69	12.55	0.6	-0.7	-0.1	3617
1969/70	12.27	0.55	-0.5	0.05	3590
1970/71	1149	0.5	-0.67	-0.17	3670
1971/72	11.21	0.6	0.22	0.82	3550
1972/73	11.96	0.5	-0.89	-0.39	3625
1973/74	12.57	0.53	-1.37	-0.84	4442
1974/75	13.02	0.55	-0.66	-0.11	3700
1975/76	12.96	0.61	-0.4	0.21	3620
1976/77	13.2	0.56	-1.33	-0.77	3669
1977/78	13.68	0.55	-1.75	-1.2	3738
1978/79	12.67	0.6	-0.96	-0.36	3684
1979/80	12.71	0.86	-1.23	-0.37	3691
1980/81	12.34	0.78	-0.29	0.49	3600
1981/82	11.82	0.71	-0.9	-0.19	4442
1982/83	11.82	0.87	-1.23	-0.36	3720
1983/84	11.78	0.63	-1.01	-0.37	3664
Ср. годовое		0.62	-0.86	-0.24	
Сумма за 18 лет		11.26	-15.56	-4.3	

Оба ледника быстро реагируют на изменения внешней нагрузки. Скорость изохронной поверхности U_h у ледника Шумского более постоянная, амплитуда ее составляла 0.34 м. Поэтому скорость изменения высоты физической поверхности U_s на ней в основном определяется абляцией, чем притоком льда сверху. На леднике Туюксу U_h имеет большую амплитуду колебаний (0.58 м), при практически равных амплитудах абляции у обоих ледников (1.62 и 1.60 м). По-видимому, у ледника Туюксу лучшие условия оттока льда из области питания. В целом динамика обоих ледников имеет много общего. Различия связаны с орографией поверхности и ложа (рис. 10.5). За одинаковый период наблюдений (1977-1984 гг.) сокращение толщины льда на языке ледника Шумского составило около 75% от ее сокращения на леднике Туюксу: соответственно, -3.39 м и —•4.51 м.

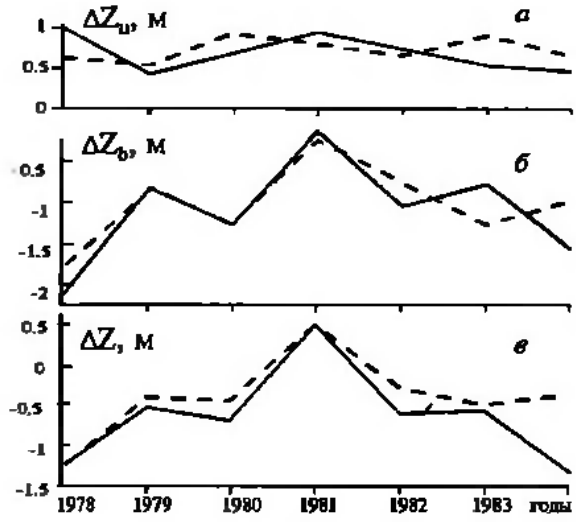


Рис. 10.5. Годовой ход изменения высоты поверхности (а) в области абляции ледников Туюксу и Шумского за счет движения льда (б) и баланса массы (в) за 1977-1984 гг.
——— — Туюксу;
— Шумского

Таблица 10.10

Изменения высоты поверхности ледников массива Ак-Шыйрак по высотным зонам за 1943-1977 гг. [Кузьмиченок, 1989].

Высотный интервал		Группы								Среднее по массиву
		1 N	2 NE	3 E	4 SE	5 S	6 SW	7 W	8 NW	
5100-5000			-6.8	-21.1						-11.6
5000-4900		-9.5	-2.5	-7.4	-5.8		-11.4		-2.3	-6
4900-4800		-5.3	-5.6	-8.4	-4	-8	0.9	-5.8	-3.5	-3.7
4800-4700		-4.1	-5.2	-1	-2.9	-8.9	-5.2	-13.3	-4.1	-4.7
4700-4600		-3.6	-3.3	-3.8	-1.5	-6.2	-5.5	-12.5	-6.5	-4.5
4600-4500		-4.4	-3.1	-6.3	-1.9	-7.4	-4.6	-11.5	-7.2	-4.9
4500-4400		-5.4	-5.5	-8.1	-0.7	-7.9	-7.6	-11.1	-5.9	-6.1
4400-4300		-2.6	-10	-11.2	-3.8	-12.3	-12.3	-11.9	-7.7	-8.7
4300-4200		-5.2	-10.4	-11.6	-11.1	-14	-12.9	-13.4	-5.2	-9.9
4200-4100		-6.7	-11.1	-15	-16.9	-18.2	-16.7	-17.4	-2.5	-11.9
4100-4000		-12.9	-7.2	-11	-12.8	-17.6	-23	-19.8	13	-11.2
4000-3900		-24.8	-13.5		-9.7		-23.5	-20.3	17.6	-11.6
3900-3800		-33	-17.7		-9.7		-7.1	-17.9	-7.3	-14.4
3800-3700		15.9	-49.1				30.3	-23.9	-12.1	-13.3
3700-3600			-84.8							-84.8
Среднее , м		-7.9	-8.1	-9.4	-5.4	-10.2	-10.7	-14.9	-3.4	-8.3
Среднее, м/год		-0.23	-0.24	-0.27	-0.16	-0.3	-0.31	-0.44	-0.1	-0.24
Амплитуда колебаний, м	от	12.2	5.2	3.8	9.6	1.5	4.3	2.5	26	26
	до	-20.6	-19.4	-10.9	-12.3	-34.2	-34.2	-25	-19.7	-34.2
Количество ледников	с понижением	28	27	14	10	14	22	22	9	146
	с повышением	13	3	3	9	1	1	0	2	32

Статистически средняя величина колебаний поверхности может быть получена при массовых измерениях, что важно для характеристики оледенения региона или горной страны в целом. На основе сопоставления картографических материалов за 1943-1977 гг. дана пространственная картина изменений высоты поверхности 178 ледников горного массива Ак-Шыйрак (табл. 10.10) [Забиров, Книжников, 1962; Кузьмиченок, 1986, 1988а, 1989].

Оледенение массива Ак-Шыйрак представляет собой компактную ледниковую систему (площадь оледенения 410 км^2), в которой отдельные ледники и их области питания разделены узкими скальными гребнями. Поэтому динамика ледников взаимосвязана.

Изменения оледенения массива Ак-Шыйрак анализируются по 8 группам ледников в интервале высот от 3600 до 5125 м над у.м (рис. 10.6). Во всех верхних интервалах каждой группы отмечено небольшое понижение поверхности. Повышение поверхности зафиксировано в самых нижних частях ледников: в 1 группе вследствие пульсации ледника Безымянного, а в 6 и 8 группах — ледника Карасай и ледника Петрова соответственно.

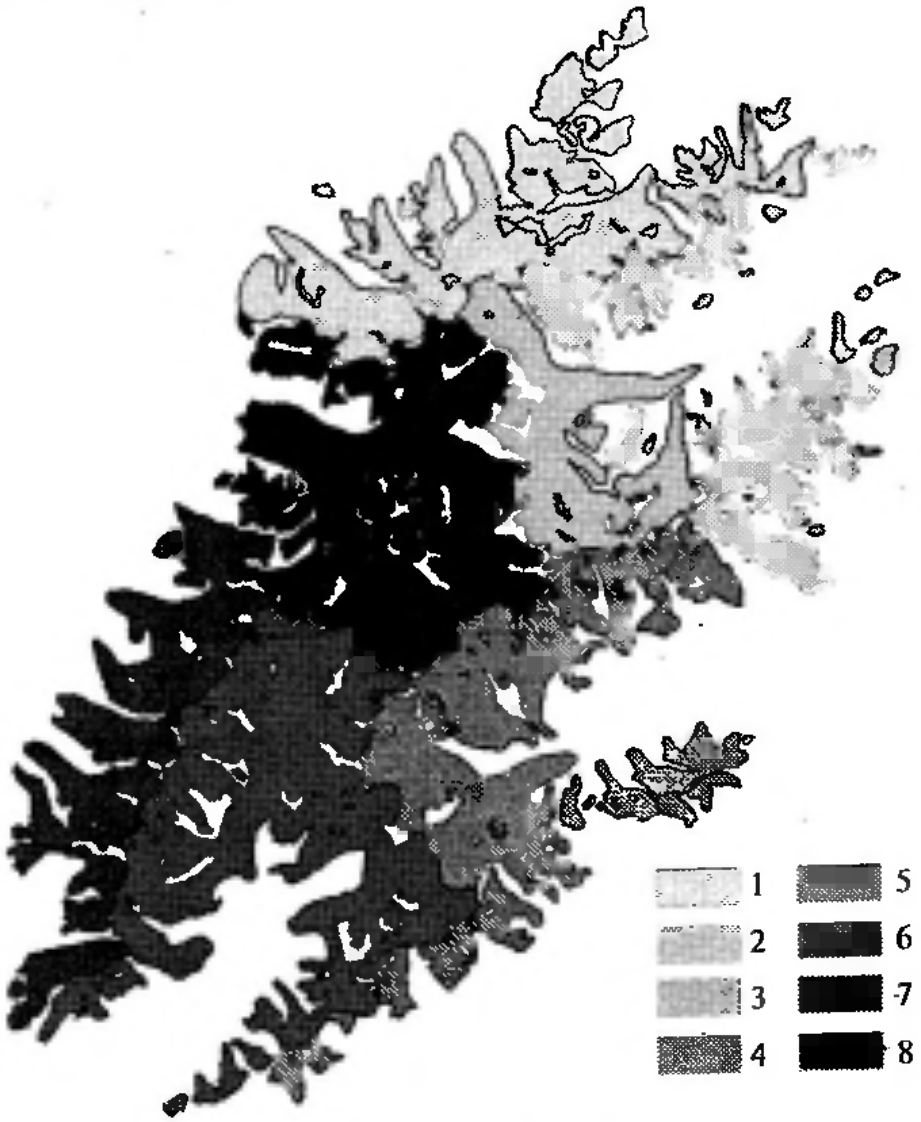


Рис. 10.6. Карта-схема оледенения массива Ак-Шыйрак и границы районов (групп ледников) по состоянию на 1943 г.

Наибольшие величины понижения высоты поверхности ледников отмечены в табл. 10.10 в самых низких высотных интервалах 3600-3800 м — -84.8 м и 49.1 м (система ледников Джамансу и №363). По всей вероятности, такое сокращение толщины произошло после завершения пульсации в стадии восстановления.

У ледников южной ориентации понижение поверхности начинается с гораздо больших высот, чем на склонах других ориентаций (рис. 10.7). Из приведенных выше данных следует, что в исследованных районах Тянь-Шаня за последние десятилетия ледники теряют массу на всех высотных уровнях и в разных условиях ориентации их поверхности.

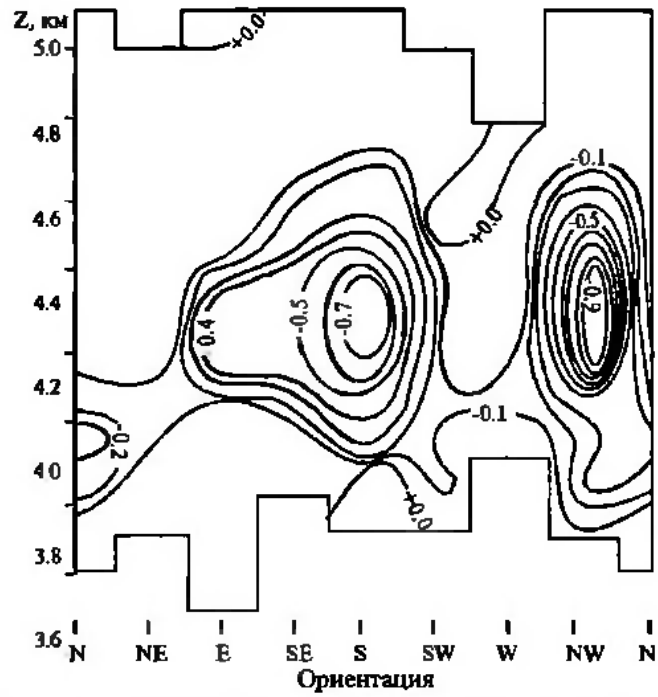


Рис. 10.7. Распределение нормированных значений изменений высоты поверхности ледников Акшийрака по высоте и ориентации за период 1943-1977 гг. (по Михаленко, 1993)

10.4 Изменение площади и числа ледников.

Данные об изменении площади ледников Тянь-Шаня основываются на результатах сопоставлений картографических материалов. Основная информация имеется для ледников Заилийского Алатау, горного массива Ак-Шыйрак, а также для отдельных участков Киргизского хребта, Кунгей Алатау и отдельных ледников в других районах.

Заилийский Алатау

Сопоставление площадей ледников, опубликованных в Каталоге ледников СССР и определенных по планам 1979 г., показало, что за 24 года произошло сокращение площади оледенения хребта на -63.3 км^2 (табл. 10.11).

Таблица 10.11

Изменение площади ледников Заилийского Алатау за 1955-1979 гг. [Вилесов и др., 1993]

Макросклон и басс. стока	Площадь оледенения, кв. км		Изменение площади оледенения	
	По каталогу (1955 г)	По картам (1979 г)	км^2	%
Северный склон	272.6	228.25	-44.6	-16.3
Южный склон				
Чилик	151.5	136.31	-15.2	-10
Кемин	38.3	34.81	-3.5	-5.1
Всего	462.6	399.37	-63.3	-13.7

Сокращение ледников на южном склоне оказалась существенно меньше, чем на северном, на долю которого приходится 70% исчезнувшей площади оледенения. Средняя скорость сокращения на северном склоне составила 1.86 км^2/год, а на южном 0.78 км^2/год или в 2.4 раза меньше. Концы ледников на южном склоне находятся на 210 м выше, чем на северном.

Средняя скорость сокращения площади оледенения по хребту равна 2.64 км^2/год или 0.6% в год. Величина сокращения ледников в бассейне р. Чилик на северном склоне хребта Кунгей Алатау примерно такая же, как на северном склоне Заилийского Алатау. Здесь полностью растаяли 22 ледника из 163 или 13.5%, а площадь ледников сократилась со 127.4 до 105.84 км^2, т.е. на 21.56 км^2 или на 16.9% за период 1955-1979 гг.

Наиболее сильно сократились мелкие и средних размеров ледники, до 2-3 км^2. С наибольшей скоростью сокращались долинные ледники на северном макросклоне хребта Заилийский Алатау — 17.1% и ледники склонов — 15.4% (табл. 10.12).

Таблица 10.12

Сокращение ледников разных морфологических типов хребта Заилийский Алатау за 1955-1979 гг. [Вилесов и др., 1993]

Морфологический тип ледников	Сокращение площади		Среднее сокращение ледника, км^2	Среднее сокращение, км^2/год
	км^2	%		
Северный склон				
Долинные	30.6	17.4	0.44	1.28
Склоновые	14	15.4	0.09	0.53
Плоских вершин	0	0	0	0
Всего	44.6	16.3	0.2	1.86
Южный склон				
Долинные	13.6	8.8	0.3	0.57
Склоновые	4.6	18.6	0.08	0.2
Плоских вершин	0.3	9.1	0.03	0.01
Всего	16.7	9.9	0.16	0.76
В целом по хребту				
Долинные	44.2	13.2	0.39	1.65
Склоновые	18.8	16.1	0.09	0.78
Плоских вершин	0.3	5.1	0.02	0.01
Всего	63.3	13.7	0.18	2.64

На южном макросклоне хребта, где долинные ледники получают значительное питание на подветренных высокоподнятых и пологих полях областей аккумуляции, сокращение площади составило всего 8.8%, тогда как ледники склонов сократились на 18.6%. Из общей величины сокращения площади оледенения равной 63.3 км^2 на обоих макросклонах на долю ледников долин приходится 69.8%, а на долю ледников склонов — 29.7%. Но ледники склонов от своей первоначальной площади потеряли на 3% больше, чем долинные ледники. Таким образом, в большей мере деградировали ледники небольших размеров. Примером максимального сокращения одного из склоновых (шлейфовых) ледников за аналогичный период является ледник Туристов в бассейне р. Левый Талғар, площадь которого уменьшилась на 1.66 км^2. Из ледников долин наиболее ощутимо пострадал самый крупный на северном макросклоне ледник Дмитриева в том же речном бассейне, сократившийся с 1955 по 1979 г. на 4.25 км^2, при среднем уменьшении площади ледников этого типа на 0.44 км^2 (табл. 10.12).

Минимальное сокращение, всего лишь на 0.3 км², испытали ледники плоских вершин.

Многие мелкие ледники каровые, висячие, склоновые на пониженных флангах хребта стали менее массивными, фестончатыми, с "рваными" краями и сложной конфигурацией боковых контуров.

В связи с доминирующим отступанием и сокращением площади ледников произошло изменение и их численности в Заилийском Алатау (табл. 10.13). Из таблицы следует, что число ледников сократилось с 466 до 395 или на 15.2%. Число ледников с площадью более 0.1 км² по хребту в целом уменьшилось лишь на 2.1%, а число ледников с площадью менее 0.1 км² на 73% — из 86 таких ледников осталось только 15. Еще 8 ледников перешли в этот разряд из числа более крупных. Таким образом, доля крупных ледников (с площадью более 0.1 км²) увеличилась с 81.5 до 94.2%.

Таблица 10.13

Изменение численности ледников Заилийского Алатау [Вилесов и др., 1993]

Макросклон и бассейн стока	Число ледников по каталогу с площадью:			Число ледников по новым планам с площадью:			Изменение числа ледников с площадью:			
	>0.1 км²	<0.1 км²	Всего	>0.1 км²	<0.1 км²	Всего	> 0.1 км²	<0.1 км²	Всего	%
Северный макросклон	251	56	307	245	14	262	-3	-42	-45	14.6
Южный макросклон										
Чилик	74	12	86	71	8	79	-2	-4	-7	8.1
Кемин	55	18	73	53	1	54	-2	-17	-19	26
Итого	380	86	466	372	23	395	-6	-63	-71	15.2

На северном макросклоне и его отрогах 1, 2 и 3-го порядков число ледников уменьшилось почти на 15%, на южном макросклоне в бассейне р. Чилика — на 8%, в бассейне р. Чонг-Кемин — на 26%. Такие существенные различия объясняются тем, что ледники бассейна р. Чилика начинаются на гораздо больших высотах, чем в бассейне р. Чонг-Кемин, где хребет значительно ниже. Кроме того, ориентация ледников здесь более южная, чем в бассейне р. Чилик, где область питания у большинства ледников ориентирована на север, хотя языки часто меняют свою экспозицию на южную.

Ледники массива Ак-Шыйрак.

За период с 1943 по 1977 г. ледники здесь испытали меньшее сокращение площади по сравнению с северными хребтами Тянь-Шаня. В сумме по всему массиву оно составило 14.4 км² или 3% от общей площади (табл. 10.14). В среднем ежегодно площадь убывала на 0.424 км², что составляет 16% от скорости сокращения площади ледников в Заилийском Алатау. Наибольшее среднее годовое сокращение площади (абсолютные значения) приходится на 1 и 8 группы ледников за счет вклада пульсирующих ледников. Характерно, что обе группы, ориентированные на север и северо-запад, повторяют режим активного сокращения, который отмечается в хребтах Заилийский Алатау, Кунгей-Алатау и Киргизский. Зато наибольшие относительные величины сокращения площади (%) в Ак-Шыйраке отмечены для 3 и 5 групп с ориентацией ледников на восток и юго-восток.

Таблица 10.14

Изменения площади ледников Ак-Шыйрака по высотным интервалам за период 1943-1977 гг. [Кузьмиченок, 1989].

Высотный интервал		Группы экспозиций								Среднее по хребту
		1 N	2 NE	3 E	4 SE	5 S	6 SW	7 W	8 NW	
5100-5000			-0.04	-0.03	0.01					-0.06
5000-4900		-0.02	0.01	0	0		-0.02	0.01	0	-0.02
4900-4800			-0.04	-0.04	-0.05	-0.02	-0.02	-0.02	-0.03	-0.28
4800-4700		-0.2	-0.02	-0.01	0.11	-0.02	-0.18	-0.12	-0.11	-0.55
4700-4600		-0.14	-0.13	-0.06	-0.24	-0.06	-0.25	-0.02	-0.33	-1.39
4600-4500		0.11	0.13	-0.19	-0.06	-0.09	-0.1	-0.23	-0.15	-0.8
4500-4400		-0.1	-0.58	-0.25	0.31	-0.25	-0.8	-0.48	-0.45	-2.7
4400-4300		-0.32	-0.53	-0.01	-0.74	-0.3	-0.55	-0.33	0.29	-2.49
4300-4200		-0.35	-0.11	-0.3	-0.59	-0.13	0.51	-0.53	0.23	-1.37
4200-4100		-0.26	0.24	-0.21	0.08	-0.1	-0.51	-0.3	0.69	-0.37
4100-4000		-0.81	-0.03	-0.6	-0.37	-0.02	0.02	-0.05	0.23	-1.09
4000-3900		0.07	-0.1		0.3		-0.09	0.14	-0.72	-2
3900-3800		-0.32	-0.11		-0.23		0.08	0	-1.07	-1.65
3800-3700		0.12	-0.12				0	-0.15	-0.48	0.33
3700-3600			-0.1							-0.1
Суммарное за период,	км²	-3.22	-1.71	-1.16	-2.17	-1.07	-1.91	-2.18	-1.02	-14.4
	%	5.2	2.9	7.1	3.6	7.4	2.2	4.3	1.3	3.4
Среднее годовое,	км²	-0.095	-0.05	-0.034	-0.064	-0.031	-0.055	-0.064	-0.3	-0.424
	%	0.15	0.08	0.21	0.1	0.22	0.06	0.13	0.04	0.1
Амплитуда колеб., км²	от	-0.8	-0.39	-0.31	-0.54	-0.24	-0.62	-0.38	-0.37	-0.8
	до	0.02	0.01	0	0.01	-0.01	0.05	0	0	0.05
Количество ледников	сократившихся	34	23	16	16	15	18	20	10	152
	увеличившихся	3	1	0	1	0	2	0	0	7
	стационарных	4	6	1	2	0	3	2	1	19

Максимальное увеличение площади (0.69 км²) произошло в системе ледника Петрова, где в зоне от 4000 до 4400 м сосредоточилась большая масса льда, переместившаяся вниз к 1977 г из разветвленных камер области питания. Максимальное уменьшение площади — 0.80 км² отмечено в высотной зоне 4400-4500 м в системе Кара-Сай при общем диапазоне высот оледенения 3700-5000 м. Экстремальные показатели роста и уменьшения площади за 34 года свидетельствует о том, что площадь изменяется медленно, убывание происходит не только за счет отступания концов и сужения языков в нижних частях, но и по всей высоте, хотя и с уменьшающимся градиентом.

Наибольшие изменения площади оледенения по высоте и экспозиции, по всей видимости, связаны с выбросом массы пульсирующими ледниками в разных высотных зонах (рис. 10.8). В целом, благодаря расположению на больших высотах, холодные ледники Ак-Шыйрака не столь сильно реагируют на климатические колебания, как ледники окраинных хребтов Тянь-Шаня. Однако, изменения здесь охватывают весь высотный диапазон оледенения.

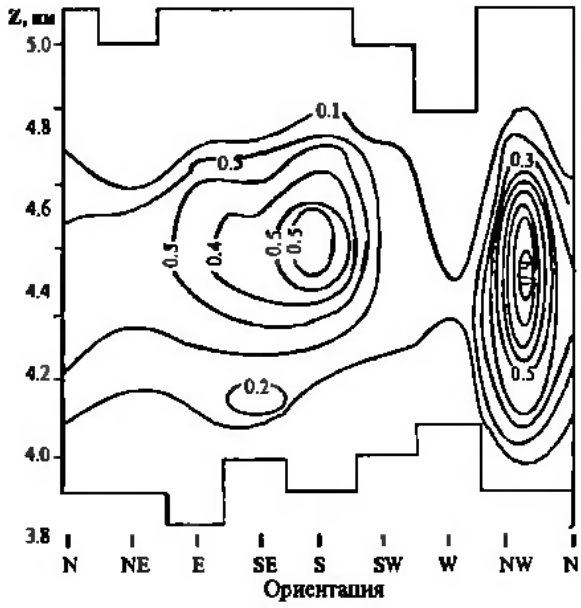


Рис. 10.8. Распределение нормированных значений площади ледников Ак-Шыйрака по высоте и ориентации (по Михаленко, 1993).

Более высокие темпы деградации оледенения выявлены на северном склоне Киргизского хребта в бассейне р. Ала-Арча при анализе карт масштаба 1:25 000 [Айзин, 1984]. Здесь за 25 лет полностью растаяли 9 ледников из 33, с площадью от 0.1 до 1.3 км^2, а площадь оледенения сократилась с 45.9 до 35.8 км^2, т.е. на 10.1 км^2, или 22%. Среднее годовое сокращение площади за 34 года в среднем на каждый ледник составляет от 2×10^3 до 6×10^3 м^2. Наибольшее сокращение площади испытал ледник Дмитриева в Заилийском Алатау (ежегодно — на 175×10^3 м^2). В Ак-Шыйраке пульсирующий ледник №333 сокращался со скоростью 23.5×10^3 м^2/год. Не исключено, что ледник Дмитриева тоже пульсирующий с весьма длительным периодом восстановления, когда многие годы у него уходят на накопление массы льда для очередной пульсации. В 80-е годы неожиданно активизировалась правая ветвь этого ледника. Остальные три ветви пока сокращаются и не проявляют других тенденций.

С наибольшей скоростью уменьшается численность малых ледников длиной до 2 км и площадью до 2 км^2, на долю которых приходится 85-92% общего количества ледников Тянь-Шаня и 38% общей площади оледенения горной страны.

10.5 Изменение объема ледников

В ледниках Тянь-Шаня сосредоточено 1048.25 км^3 льда по данным В.А. Кузьмиченка (см. гл. 2), а по расчетам Е.Н. Вилесова [1991] 1150 км^3 , из которых в западной (бывшей советской) части сосредоточено 40%, а восточной (китайской) 60% объема льда. Сведения об изменениях объема ледников Тянь-Шаня ограничены в основном двумя хребтами — Заилийским Алатау и Ак-Шыйраком, а также отдельными ледниками.

Заилийский Алатау

Расчеты объемов льда, произведенные по формуле Мазо-Глазырина [1986] с учетом изменений площадей показали, что объем льда ледников Заилийского Алатау уменьшился на 2.38 км^3 или на 10.8% за 24-25 лет (табл. 10.15). Средняя годовая убыль льда составила 0.099 км^3/год. На северном склоне она равнялась 0.064 км^3/год, на ледниках Чилика — 0.032, Кемина — 0.003 км^3/год.

Таблица 10.15

Изменение объемов льда в ледниках Заилийского Алатау за период 1955-1979 гг. (км^3) [Вилесов и др., 1993]

Макросклон и басс. стока	Объем оледенения, км^3		Изменение объемов льда	
	По каталогу (1955 г)	По картам (1979 г)	км^3	%
Северный склон	10.738	9.184	-1.574	-14.6
Южный склон				
Чилик	9.926	9.198	-0.728	-7.3
Кемин	1.473	1.39	-0.083	-5.6
Всего	22.137	19.752	-2.385	-10.8

Ледник Туюксу

Согласно расчетам Н.Н. Пальгова [1969], в 1854 г объем ледника равнялся 252 10^6 $м^3$ льда. Через 110 лет (1964 г.) он уменьшился до 194 10^6 $м^3$, а к 1991 г. сократился до 156 10^6 $м^3$, т.е. потери составили 23 и 38% первоначального объема. За 137 лет ледник уменьшился почти в 1.6 раза. За 110 лет годовая потеря запасов льда в среднем равнялась 0.00052 $км^3$ (0.2%), а за последние 27 лет -0.0015 $км^3$ (0.7%).

Установлено, что годовые колебания изменений объема заключены в диапазоне 0.00043 — 0.0054 $км^3$, а за 12 лет (1977-1989 гг.) составили в среднем 0.0026 $км^3$, что существенно превысило темпы сокращения за весь предыдущий период. (табл. 10.16)

Таблица 10.16

Ежегодные изменения объема льда ледника Туюксу за 1977-1989 гг., $км^3$.

Годы	Изменение объема
1977/78	-0.0054
1978/79	-0.0019
1979/80	-0.0022
1980/81	0.00043
1981/82	-0.0021
1982/83	-0.0021
1983/84	-0.0044
1984/85	-0.0016
1985/86	-0.002
1986/87	-0.0011
1987/88	-0.0019
1988/89	-0.0014
Среднее	-0.0024

Ледники массива Ак-Шыйрак.

За 34 года (1943-1977 гг.) ледники массива потеряли 3.57 $км^3$ льда (0.105 $км^3$/год) или 10-11% от их общего объема. Основные сведения об изменении объема ледников по выделенным группам представлены в таблице 10.17.

Таблица 10.17

Изменение объема ледников массива Ак-Шыйрак по высотным интервалам, $км^3$ [Кузьмиченок, 1989]

Высотный интервал		Группы экспозиций								Среднее
		1 N	2 NE	3 E	4 SE	5 S	6 SW	7 W	8 NW	
5100-5000			-0.0006	-0.0006	0.0001					-0.0011
5000-4900		-0.0004	-0.0005	-0.0008	-0.0002		-0.0014	0.0001	-0.0001	-0.0053
4900-4800		-0.0018	-0.0037	-0.0009	-0.0064	-0.0005	0.0023	0.0001	-0.0007	-0.0116
4800-4700		-0.0056	-0.008	-0.0005	-0.0092	-0.0051	-0.0138	-0.0054	-0.0042	-0.0518
4700-4600		-0.0111	-0.0156	-0.0043	-0.0083	-0.0106	-0.0379	-0.0137	-0.0307	-0.1322
4600-4500		-0.0247	-0.0224	-0.015	-0.0156	-0.015	-0.0534	-0.0292	-0.0641	-0.2384
4500-4400		-0.0471	-0.0478	-0.0302	-0.0068	-0.0262	-0.1138	-0.0638	-0.0758	-0.4115
4400-4300		-0.0269	-0.1	-0.0462	-0.0327	-0.0429	-0.16	-0.192	-0.1	-0.6467
4300-4200		-0.0492	-0.0951	-0.0364	-0.0838	-0.0304	-0.1607	-0.1315	-0.0626	-0.6497
4200-4100		-0.0597	-0.065	-0.0239	-0.0938	-0.015	-0.1392	-0.1626	-0.0202	-0.5794
4100-4000		-0.0866	-0.0287	-0.0031	-0.0419	-0.0035	-0.1179	-0.1327	-0.07	-0.3444
4000-3900		-0.0975	-0.0251		-0.0239		-0.093	-0.077	0.0707	-0.2458
3900-3800		-0.0706	-0.0168		-0.0084		-0.0129	-0.0305	-0.0259	-0.1651
3800-3700		-0.0182	-0.0184		-0.0001		0.002	-0.0113	-0.0208	-0.0668
3700-3600		-0.0001	-0.0148							-0.0149
3600-3500			-0.001							-0.001
Суммарное за период		-0.5	-0.46	-0.16	-0.33	-0.15	-0.94	-0.76	-0.26	-3.57
Среднее за год		-0.0147	-0.0135	-0.0047	-0.0097	-0.0044	-0.0276	-0.0224	-0.0076	-0.105
Амплитуда колебаний	от	-0.1148	-0.1967	-0.0648	-0.1331	-0.0276	-0.7269	-0.2131	-0.235	-0.7269
	до	0.0055	0.0276	0.0018	0.0108	-0.0011	0.0204	0.0004	0.0093	0.0276
Количество ледников:	сокративших	28	25	14	10	14	22	22	9	144
	увеличивших	13	5	3	9	1	1	0	2	34

Наибольшее сокращение объема испытали ледники с ориентацией макросклона на север, северо-восток, юго-запад и запад-северо-запад (см. табл. 10.17). На фоне общего уменьшения объема ледников Ак-Шыйрака выделяются две огромные "воронки" ниже границы питания (рис. 10.9). Эти очаги потерь связаны с двумя пульсирующими ледниками: Северным Карасаем на юге и ледником №333 на севере. За период с 1943 по 1977 г. ледник Северный Карасай потерял 0.727 км^3 льда, что составило 20% всей убыли массы льда в массиве Ак-Шыйрак. При этом длина ледника Карасай увеличилась на 60 м, а площадь на 0.36 км^2. За счет продвижения вперед языка ледника произошло повышение высоты поверхности в нижней части ледника (до 30 м), а в средней части она опустилась на 30-35 м. Понижение высоты поверхности произошло на площади 47.4 км^2.

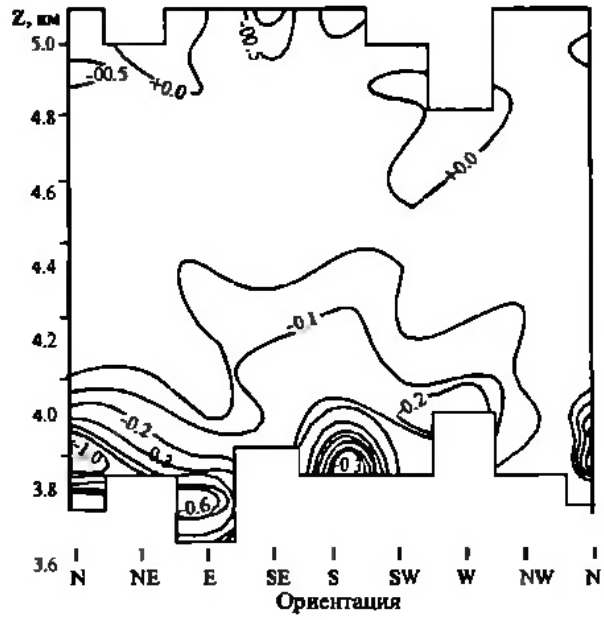


Рис. 10.9. Распределение нормированных значений объема ледников Ак-Шыйрака по высоте и ориентации (по Михаленко, 1993).

Площадь ледника №333 равна 8.22 км^2, поэтому потеря льда гораздо меньше по абсолютной величине — 0.115 км^3. Однако к 1977 г. его язык отступил по сравнению с 1943 г на 560 м, а понижение высоты поверхности в нижней части достигло 80 м.

Пульсации нескольких крупных ледников могут определить основную потерю массы в ледниковой системе на фоне общего и равномерного сокращения площади и объема оледенения. Поле изменения объема (рис. 10.9) оказывается подобным полю изменения площади (см. рис. 10.8).

Объем ледников или ледниковых групп уменьшается по всему высотному диапазону оледенения (см. табл. 10.17). При приведении среднегодовой величины изменений объема по ледникам Заилийского Алатау к тому же периоду (1943-1977гг.) оказалось, что за это время они должны были бы потерять 3.37 км^3 льда. Разница между оценками для Ак-Шыйрака и для Заилийского Алатау составила за 34 г. 0.20 км^3 (5.6%).

Можно полагать, что ледники северо-западного сектора Центрального Тянь-Шаня (независимо от высоты, ориентации и других факторов) в одинаковой степени подчиняется влиянию крупномасштабных атмосферных процессов с некоторыми поправками на те или иные особенности отдельных ледников или их групп.

На каждый квадратный километр площади 178 ледников Ак-Шыйрака потеря льда за 34 г. составила 0.0084 км^3 или 0.00025 км^3/год. В Заилийском Алатау эти показатели для всех 466 ледников за 24 г. равнялись соответственно 0.0052 км^3

или 0.00021 км^3/год. Приведение изменений объема к одному периоду дает в Заилийском Алатау за 34 года (1943-1977 гг.) 0.0071 км^3 льда на 1 км^2, а в Ак-Шыйраке за 24 г. (1955-1979гг.)- 0.0058 км^3, в среднем — 0.0064 км^3.

Если принять эти средние параметры изменения объема льда в Заилийском Алатау и Ак-Шыйраке в качестве оценок для всего Тянь-Шаня, то объем льда за период с 1955 по 1979 гг. сократился в горной системе на 113 км^3, что составляет от 8.5 до 10.8% (0.4% в год) общего объема оледенения. Принимая во внимание, что темпы сокращения возросли в 1980-е годы, можно полагать, что к 1995 году объем оледенения сократился еще на 6%. Всего с 1955 по 1995 г. сокращение объема оледенения Тянь-Шаня составило около 15%.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Подводя итоги работы остановимся на кратком изложении основных результатов

1. Для Тянь-Шаня характерно субширотное простирание хребтов, которое местами осложняется меридиональными хребтами и отдельными поднятиями. Поэтому оледенение имеет асимметрию. На склонах северных экспозиций сконцентрировано почти 60% площади (9100 км^2) и 50% объема (520 км^3) ледников, а на южных в 3 и 2 раза меньше, соответственно.

Благодаря высокой концентрации, более 70% оледенения сосредоточено в 5 наиболее высоких горных массивах и хребтах: Хан-Тенгри (4093 км^2), Халыктау (1592 км^2), Ирен-Хабирга (1424 км^2), Кокшаал-Тау (1201 км^2), Терскей-Алатау (1119 км^2).

2. Расположение внутри Евразийского континента и особенности орографии определяют циркуляцию атмосферы:

— Устойчивый сибирский антициклон препятствует проникновению зимних циклонов и только летом, при потеплении их активность усиливается, однако в весеннее время (март — май) проникновение циклонов во Внутренний и Восточный Тянь-Шань задерживается благодаря барьерному эффекту периферийных хребтов Северо-западного Тянь-Шаня что приводит к росту доли летних осадков в годовой сумме с юго-запада на северо-восток (восток)

— В северо-западных окраинных хребтах Тянь-Шаня летом приход солнечной радиации больше, чем во внутренних и восточных. Здесь при зимне-весеннем пике атмосферных осадков уменьшается летняя общая облачность. Потепление (кумулятивная сумма отклонений средней летней температуры воздуха за 1973 — 1988 гг составила 4.5°С) особенно сильно повлияло на летние осадки, которые сократились на 13% за1976 — 80 и на 6% за1981 — 85 гг.

Уменьшение годовой суммы осадков, при одновременном увеличении доли летних, а также пространственные особенности изменений летней температуры воздуха и радиационного тепла определяют особенности режима ледников Тянь-Шаня

— Диапазон оледенения и диапазон колебаний **ELA** возрастают с ростом абсолютной высоты — (для **ELA** от 200 — 400 м в юго-западных хребтах до 1400 м в Центральном Тянь-Шане) В связи с этим в наиболее низких частях отмечается синхронная реакция изменения ледников на изменения климатических условий

— К востоку повышается граница питания **ELA** от 3500 м до 4400 м (в среднем за период 1956 — 1992 гг)

— Среднее многолетнее значение **AAR** составляет 0.41 в бассейне р. Чу и далее возрастает до 0.51 в бассейне реки Или и до 0.67 в Турфан-Хамийском бассейне Таким образом, все большая доля области питания необходима ледникам для существования при уменьшении годовой суммы осадков и возрастании доли летних.

3. Для Тянь-Шаня в целом характерен отрицательный баланс массы в XX веке и особенно за период измерений (1956 — 92 гг.). Наиболее сильная убыль массы (—400 мм в год) отмечена в наиболее увлажненных хребтах северо-западной и западной периферии Тянь-Шаня. В результате в хребте Заилийский Алатау сокращение площади оледенения происходит со скоростью 1% в год. За этот же период лишь слабый отрицательный баланс массы отмечается в наиболее высоких хребтах и узлах компактного оледенения Центрального и Внутреннего Тянь-Шаня, порядка — 50 — 200 мм в год (Кокшаал-Тау — Меридиональный, Акшийрак, Богдо-Ола, Ирен-Хабирга).

— С запада на восток доля летних осадков и летней аккумуляции снега на ледниках Тянь-Шаня возрастает от 35 — 40% (Ферганский, Пскемский, Киргизский хребты и Заилийский Алатау) до 65 — 80% в хребтах Центрального и Восточного Тянь-Шаня. В связи с этим вклад колебаний годовой абляции в колебания годового баланса превышает вклад колебаний годовой аккумуляции;

— С запада на восток возрастают и различия между b_w и c_t, b_s и a_t. Их взаимозамена для условий Тянь-Шаня приводит к грубым ошибкам, хотя в условиях морского климата, при относительно (к годовой сумме) малом количестве летней аккумуляции такая взаимозамена иногда допустима.

4. Совмещение пиков летней аккумуляции снега и интенсивной летней абляции является важнейшей отличительной чертой формирования баланса массы и ледникового стока. В связи с этим два основных процесса наиболее сильно влияют на режим ледников:

— летние снегопады,

— повторное льдообразование.

Увеличение интенсивности летних снегопадов с запада на восток способствуют сокращению продолжительности периода абляции в Тянь-Шане почти на месяц.

При мощных летних снегопадах интенсивностью более 8 мм летняя аккумуляция снега на ледниках имеет большой высотный градиент, практически равный высотному градиенту у зимней аккумуляции.

Однако сходные величины высотных градиентов при преобладании зимней и летней аккумуляции неодинаково отражаются на режиме ледников. При преобладании зимней аккумуляции, в хребтах Северо-Западного и Западного Тянь-Шаня, для достижения ледниками стационарного состояния требуется меньшая доля площади области питания (коэффициент **AAR**) — от 0.41 до 0.52.

При возрастании доли летней аккумуляции во Внутреннем, Центральном и, особенно, в Восточном Тянь-Шане одновременно происходит интенсивная абляция и количество летней аккумуляции, эквивалентное зимней дает меньший объем снега в областях питания ледников (в результате таяния и испарения). Поэтому здесь **AAR** должно превышать 0.60 и даже 0.67 (Турфан-Хамийский бассейн) для сохранения условия стационарности ледников.

5. Внутреннее питания составляет в среднем примерно 15 — 20% от чистой аккумуляции и возрастает до 30 — 40% в хребтах Внутреннего и Центрального Тянь-Шаня. Внутреннее питания состоит из двух компонент:

(1) повторного замерзания талой воды в фирновой толще (около 22% во Внутреннем Тянь-Шане),

(2) наложенного льда на поверхности (около 12% во Внутреннем Тянь-Шане).

Доля первой составляющей, как и внутреннее питание в целом, возрастает при отрицательном балансе массы.

6. На высоте 4.8 — 5 км проходит граница формирования жидкого стока Rup, выше которой процесс увеличения массы происходит в течение всего теплого периода года за счет летних снегопадов. Ледники, имеющие часть области питания выше 5 км над уровнем моря, имеют некоторую "дополнительную устойчивость" по отношению к низко расположенным ледникам.

Смысл такой устойчивости состоит в том, что на таких ледниках процесс формирования баланса массы имеет разное направление — в сторону убыли массы ниже границы Rup и в сторону увеличения массы выше этой границы. По этой причине, крупные и занимающие большой диапазон высот ледники Тянь-Шаня (в массиве Хан-Тенгри, хребтах Кокшаал-Тау, Халыктау, Акшийрак, Ирен-Хабирга, и др.) имеют более положительный баланс массы, чем ледники низких хребтов Западного и Северо-Западного Тянь-Шаня, где, кроме того, преобладают зимне-весенние осадки.

Такая, относительно устойчивая область оледенения на Тянь-Шане, занимает около 1250 км^2, или 8% от всей площади.

7. Уточненные данные о площади оледенения Тянь-Шаня в целом и по бассейнам рек дали возможность заново и более точно рассчитать ледниковый сток, который в среднем многолетнем (за период 1960 — 1990 гг) составил около 19 км^3 в год, что существенно превышает все ранее сделанные оценки.

Доля ледниковых вод в стоке крупных рек Тянь-Шаня и окружающих засушливых территорий достаточно велика. Наименьшая она в бассейне р. Сыр-Дарьи (5,9% в год) и возрастает в 2 — 5 раз в летние месяцы. Наибольшая доля ледникового стока у реки Тарим (38,2%), а в летние месяцы она возрастает до 80%.

Временные колебания ледникового стока сильно зависят от баланса массы ледников. В теплые и засушливые периоды и годы (1977 — 78, конец 80-х), обеспеченностью 10%, объемы ледникового стока достигали величин 40 км3 в год.

8. Своеобразие режима ледников Тянь-Шаня и многообразие типов и форм ледников нашли отражение в большой изменчивости скорости движения. Поверхностная скорость у небольших каровых, висячих, ледников составляет 2 — 10 м в год и возрастает до 20 — 130 м в год у долинных и крупных дендритовых и сложно долинных ледников.

Интересно, что все крупные дендритовые и сложно-долинные ледники Тянь-Шаня имеют области питания, часть из которых располагается выше 5 км отметки, т.е. выше верхней границы формирования жидкого стока. В то же время 93% из этих крупных ледников относится к пульсирующим ледникам. Их общее количество составляет около 2% от общей численности ледников Тянь-Шаня и на них приходится около 10% всей площади оледенения.

По завершении этой работы оледенение Тянь-Шаня представляется достаточно хорошо изученным, по сравнению с другими горными системами Центральной Азии. Видна перспектива для осуществления мониторинга за происходящими изменениями. Он возможен при широком использовании дистанционных методов, сохранении существующей сети наземных станций и увеличении их числа в Центральном и Восточном Тянь-Шане.

ЛИТЕРАТУРА

Авсюк Г.А., 1950а. Ледники горного узла Хан-Тенгри - Иныльчек - Семенова. *Тр. ИГАН СССР.* М.-Л.: Изд-во АН СССР. 45 (1), 45-68.

Авсюк Г.А., 1950б. Ледники плоских вершин. *Тр. ИГАН СССР.* М.-Л.: Изд-во АН СССР. 5 (1), 15-44.

Авсюк Г.А., 1952. Некоторые данные об оледенении и орографии горного массива Ак-Шыйряк. *Тр. ИГАН СССР.* М.-Л.: Изд-во АН СССР, 49(2), 5-32.

Авсюк Г.А., 1948. Стационарное изучение физико-географических процессов в Тянь-Шане. *Изв. Киргизского филиала АН СССР.* Фрунзе, 1(8), 27-32.

Айзин В.Б., 1984. Современное оледенение бассейна Ала-Арча. *Тр. САНИИ,* 105/186, 111-119.

Айзин В.Б., Захаров В.Г., 1989. Баланс массы и скорость движения ледника Давыдова по исследованиям 1984 - 1985 гг. *Материалы гляциол. исслед.: Хроника,обсуждения.* 67,.197-202.

Айзин В.Б., Мазо А.Б., 1987. Математическое моделирование динамики ледника Голубина. *Материалы гляциол. исслед.: Хроника, обсуждения,* 60, 135-141.

Айзин В.Б., Максимов Н.В., Солодков П.А., 1983. Динамика ледника Голубина за последние 20 лет. *Тр. САРНИГМИ,* 91/172, 82-87.

Айрапетьянц С.Э., Баков Е.К., 1971. Вопросы динамики и структуры ледника Южный Иныльчек: *Некоторые закономерн. оледенения Тянь-Шаня.* Фрунзе, 61-74.

Айрапетьянц С.Э., Баков Е.К., Забиров Р.Д., 1974. Структурно-динамические особенности пульсирующих ледников Тянь-Шаня. *Тр. САРНИГМИ,* 14(95), 87-94.

Алешинская З.В., Бондарев Л.Г., Чигирев Н.В., Шумова Г.М., 1976. О тектонике, климате и оледенении Тянь-Шаня в плейстоцене: *Проблемы общей физической географии и палеогеографии.* М.: Изд-во МГУ, 198-210.

Алисов Б.П., 1956. Климат СССР. М.: Изд-во МГУ, 126с.

Бажев А.Б., 1973. Роль внутреннего инфильтрационного питания в балансе массы ледников и методы его определения. *Материалы гляциол. исслед.: Хроника, обсуждения,* 21, 219-230.

Бакиров К., 1984 Формирование и распределение осадков в бассейне р. Сары-Джаз. *Гляциологические исследования в Центральном Тянь-Шане.* Фрунзе: Илим, 47-57.

Баков Е.К., 1972. Автоколебания дендритовых ледников Тянь-Шаня как результат внутридинамических процессов. *Проблемы гляциологии Алтая.* Тезисы докл. Томск, 21.

Баков Е.К., 1983. Закономерности движения и динамики ледников Центрального Тянь-Шаня. Фрунзе, 157с.

Баков Е.К., 1976. К вопросу о зависимости скорости движения льда в леднике от мощности и углов наклона поверхности. *Оледенение Тянь-Шаня.* Фрунзе, 57-65.

Баков Е.К., 1985. Колебания долинных ледников Центр. Тянь-Шаня и прогноз их динамики на будущее. *Материалы IV съезда ГО Кирг. ССР.* Фрунзе. 62-63.

Баков Е.К., 1988. Ледовый баланс ледников Западный и Восточный Суек в 1983-1984г. и их водоотдача. *Водно-ледовые ресурсы Иссык-Кульской области.* Фрунзе: Илим, 13-18.

Баков Е.К., 1982. Особенности деградации ледника Мушкетова (Центральный Тянь-Шань. *Гляциологические и гидрометеорологические исследования на Тянь Шане.* Фрунзе, 30-35.

Баков Е.К., 1980. Поля скоростей ледника Карабаткак. *Закономерности развития рельефа и ледников Тянь-Шаня.* Фрунзе, 3-21.

Баков Е.К., Мельникова А.П., 1975. Ледник Северный Карасай. *Гляциологические исследования на Тянь-Шане.* Фрунзе, 23-47.

Баков Е.К., Осмонбеков Б., Сафонов В.И., 1984. Водно-ледовый баланс ледника Сары-Бет в 1979-981 гг. *Гляциологические исследования в Центральном Тянь-Шане.* Фрунзе: Илим. С.29-40.

Баков Е.К., Сафонова А.А., 1982. Испарение в высокогорной зоне Центрального Тянь-Шаня. *Гляциологические и гидрометеорологические исследования на Тянь-Шане.* Фрунзе: Илим, 20-30.

Баланс массы и колебания ледников Советского Союза за **1958-1985** гг. Материалы наблюдений. **1988.** *Материалы гляциол. исслед.,* 62, 224-245.

Бассин Н.С., Шабунин Г.Д., 1977. Опыт определения составляющих баланса массы висячего ледника. *Тр. САРНИГМИ,* 45(126), 83-86.

Берг Л.С., 1952. Географические зоны Советского Союза. М., 511с.

Бичурин И., 1829. Описание Джунгарии и восточного Туркестана. I-II, Спб., 270с.

Благовещенский В.П., 1979. Геоморфологические условия лавинообразования в восточной части северного склона хребта Терскей-Алатау (Бассейны рек Каркара, Текес, Улькен-Кокпак, Баянкол). *Режим ледников и снежных лавин Казахстана.* Алма-Ата: Изд-во АН Каз.ССР. С.161-169.

Богданова Л.Ф., Геткер М.И., 1975. Статистический анализ и учет влияния рельефа при расчетах осадков на Тянь-Шане. *Тр. САРНИГМИ,* 25/106, 116-144.

Богданова Н.М., 1973. Откопанные поверхности выравнивания Тянь-Шаня. *Поверхности выравнивания.* Материалы IX пленума Геоморфологической комиссии. М.: Наука, 176-180.

Богданова Э.Г., 1977. Методика расчета доли осадков разных видов (твердых, жидких и смешанных) в горных условиях. *Материалы гляциол. исслед.,* 30, 126-129.

Большаков М.Н., 1974. Водные ресурсы рек Советского Тянь-Шаня и методика их расчета. Фрунзе: Илим, 306с.

Бондарев Л.Г., 1976. Влияние тектоники на эволюцию и формирование гляциального рельефа. Фрунзе: Илим, 134с.

Бондарев Л.Г.,1960. Недавнее наступание одного из крупнейших ледников Тянь-Шаня. *Материалы гляциологических исследований Тянь-Шаня.* Фрунзе, 2, 21-26.

Бондарев Л.Г., 1971. О полувековом развитии некоторых Тянь-Шанских ледников. *Некоторые закономерности оледенения Тянь-Шаня.* Фрунзе, 120-129.

Бондарев Л.Г., 1963. Очерки по оледенению массива Ак-Шийрак. Фрунзе: Изд-во АН Кирг. ССР. 202 с.

Бондарев Л.Г., Горбунов А.П., 1969. Наледи Тянь-Шаня. *Наледи Сибири.* М.: Наука, 78-86.

Бондарев Л.Г., Забиров Р.Д., 1964. Колебания ледников внутреннего Тянь-Шаня в последние десятилетия. *Материалы гляциол. исслед.,* 9, 125-130.

Борзенкова И.И., 1970. Об особенностях радиационного режима горных областей. *Тр. Главн. геофиз. обсерв.*, 263, 39-49.

Боровинский Б.А. , 1963. Изучение ледников Заилийского Алатау геофизическими методами. М.: Изд-во АН СССР, 112с.

Будыко М.И., 1989. Пути антропогенного изменения климата. *Метеорология и гидрология*, 9, 11-21.

Будыко М.И., Винников К.Я., Дроздов О.А., Ефимов Н.А., 1978. Предстоящие изменения климата. *Изв. АН СССР.* Сер. геогр.,6, 5-12.

Быкова Н.Б., 1935. Оро-гидрографический очерк верховьев Большого Нарына. *Тр. ледниковых экспедиций*, 2, (Тянь-Шань. Верховья Большого Нарына). Л.: Изд-во Тадж.-Памир. экспед., 9-31.

Валдеев А.Е., 1986. Оценка баланса массы ледника по измерениям на средней взвешенной высоте. *Материалы гляциол. исслед.*, 57, 110-111.

Вебер В.Н., 1916. Новые метки на ледниках Туркестана. *Изв. Российского геогр. об-ва*, 52,403-409.

Вилесов Е.Н., Макаревич К.Г., Поляков В.Г., 1993. Пространственно-временная изменчивость ледниковой системы Заилийского Алатау. *Материалы гляциол. исслед.*, 76, 90-94.

Вилесов Е.Н., Кусаинов С.А., Белова И.В., 1991. Ледниковые ресурсы Тянь-Шаня и основные характеристики их распределения. *Изв. Всесоюз. геогр. об-ва*, 1, 32-39.

Вилесов Е.Н., Шевелев Ю.А., Денисова Т.Я., 1983. О величине температурного скачка в условиях оледенения Заилийского Алатау. *Ледники, снежный покров и лавины горных районов Казахстана.* Алма-Ата: Наука, 47-53.

Вилесов Е.Н., Глазырин Г.Е., Ноздрюхин В.К., 1980. К вопросу о зависимости годовой абляции на ледниках от средней летней температуры воздуха. *Тр. САРНИГМИ*, 71, 101-104.

Вилесов Е.Н., Соседов И.С., Макаревич К.Г., Чехонадская В.А., Шабанов П.Ф., 1973. Опыт оценки ледникового стока рек северного склона Заилийского Алатау. *Вестн. АН Каз.ССР*, Алма-Ата: Наука, 11, 25-31.

Виноградов О.Н., 1979. К статье В.А. Кузьмиченка "Ледник на топографической карте и в Каталоге ледников СССР". *Материалы гляциол. исслед.*, 36, 255-257.

Виноградов О.Н., 1962. Поверхностные скорости движения льда ледников плоских вершин. *Материалы гляциол. исслед.*, 6, 138-139.

Виноградов О.Н., Гарелик И.С., 1973. Скорости движения и деформации льда ледников Кавказа. *Материалы гляциол. исслед.*, 22, 152-162.

Виноградов О.Н., Коновалова Г.И., 1973. Проблемы гляциоморфологического районирования (на примере Тянь-Шаня). *Материалы гляциол. исслед.*, 22, 186-195.

Волошина А.П., 1988. Климатические и метеорологические особенности района оледенения массива Акшийрак. *Материалы гляциол. исслед.*, 62, 184-193.

Волошина А.П., Головкова Р.Г., Макаревич К.Г., 1992. Летний баланс массы ледника Туюксу и его связь с метеорологическими показателямию *Материалы гляциол. исслед.*, 75, 122-134.

Волошина А.П., Головкова Р.Г., Судаков П.А., 1992. Метеорологические условия формирование зимнего баланса массы ледника Туюксу. *Материалы гляциол. исслед.*, 75, 113-122.

Воскресенский С.С., Леонтьев О.К., Спиридонов А.И. и др., 1980. Геоморфологическое районирование СССР. М.: Высшая школа, 344с.

Гвоздецкий Н.А., 1959. О географическом понятии "Памиро-Алай" и расчленении гор Средней Азии на горные системы. *Вопросы географии СССР.* М., 138-142.

Геллер С.Ю., Зимина Р.П., Кеммерих А.О. и др., 1958. Горы Средней Азии. *Средняя Азия.* М.: Изд-во АН СССР, 547-606.

Геткер М.И., 1985. Снежные ресурсы горной территорий Средней Азии. *Автореф. дис. д-ра геогр. наук.* М., 44с.

Геткер М.И., Глазырин Г.Е., Емельянов Ю.Н., 1972. Влияние некоторых элементов орографии на распределение осадков в горных бассейнах. *Тр. САНИГМИ,* 62/77, 30-38.

Гзовский М.В., 1961. Новейшая тектоника и геофизика Тянь-Шаня. Рига: Изд-во АН Латв.ССР, 191с.

Глазырин Г.Е., 1991. Горные ледниковые системы, их структура и эволюция. Л.: Гидрометеоиздат, 110с.

Глазырин Г.Е., 1985 Распределение и режим горных ледников. Л.: Гидрометеоиздат, 181с.

Глазырин Г.Е., Камнянский Г.М., Перцигер Ф.И., 1993. Режим ледника Абрамова. Санкт-Петербург: Гидрометеоиздат, 228с.

Глазырин Г.Е., Файзрахманов Ш.К., 1988. Колебания ледников Средней Азии за последние 20 лет. и их связь с изменением климата. *Тр. САНИИ,* 91/172, 72-81.

Глазырин Г.Е., Файзрахманов Ш.К., 1982. Результаты наблюдений за положением концов ледников в бассейнах рек Пскем, Сох, Кашкадарья в 1960-1978 гг. *Тр. САНИИ,* 84/165, 30-37.

Глобальный климат, 1987. Под ред Дж.Т. Хотона. Л.: Гидрометеоиздат, 501с.

Гляциологический словарь, 1984. Под ред. В.М. Котлякова. Л.: Гидрометеоиздат, 528с.

Голубев Г.Н., 1968. Формирование речного стока в горно-ледниковых районах (по исследованиям в Центральном Тянь-Шане). М.: Изд-во АН СССР, 85с.

Голубев Г.Н., 1976. Гидрология ледников. Л.: Гидрометеоиздат, 274с.

Голубев Г.Н., Дюргеров М.Б., Заславская М.Б. и др., 1976. Динамика и режим составляющих водно-ледового баланса ледника и горно-ледникового бассейна Джанкуат на Центральном Кавказе. *Материалы гляциол. исслед.,* 38, 147-152.

Горбунов А.П., 1975. Значение каменных глетчеров для палеогеографических реконструкций. *Проблемы географии Киргизии. Материалы к 2 съезду Киргизского геогр. об-ва,* 63-65.

Горбунов А.П., 1970. Мерзлотные явления Тянь-Шаня. *Тр. Казахского науч.-исслед. Гидрометеорол. ин-та,* 39, 267с.

Горячев А.В., 1959. Мезозойско-кайнозойская структура, история тектонического развития и сейсмичность района озера Иссык-Куль. М.: Изд-во АН СССР. 180с.

Гройсман П.Я., 1990. Современные изменения атмосферных процессов в северном полушарии. *Изв. АН СССР,* Сер. геогр., 3, 20-30.

Грюше Н.А., Ершов С.П., Кассин Н.Г. и др., 1915. Гидрогеологические исследования, произведенные в бассейне оз. Иссык-Куль в 1914 г. СПг., 268с.

Давыдов Л.К., 1927. Ледник Петрова. *Тр. Гидрометеорол. отделения. Среднеазиат. метеорол. ин-та,* 1(1), 67-100.

Демченко М.А., 1936. Украинская правительственная научная экспедиция 1933 в Центральный Тянь-Шань. *Тр. ледн. экспедиций,* 6, 108-121.

Денисов П.П., 1975. Методика оценки тенденций в ходе речного стока. *Метеорология и гидрология,* 4, 101-104.

Денисов Ю.М., 1965. Схема расчета гидрографа стока горных рек. Л.: Гидрометеоиздат, 103с.

Диких А.Н., 1993. Ледниковый сток рек Тянь-Шаня и его роль в формировании общего стока. *Мат-лы гляциол. исслед.,* 77, 41-50.

Диких А.Н., 1992. Особенности формирования стока в высокогорных областях Центрального Тянь-Шаня. *Гляциально-нивальные области Тянь-Шаня.* Фрунзе.: Илим, 17-33.

Диких А.Н., 1982. Режим современного оледенения Центрального Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим. 159с.

Диких А.Н., 1978. Снежный покров высокогорной зоны Киргизии. Фрунзе: Илим, 102с.

Диких А.Н., Баков Е.К., Кошоев М.К. и др., 1991. Ледовые ресурсы Центрального Тянь-Шаня. Бишкек: Илим, 168с.

Диких А.Н., Михайлова В.И., 1976. Режим ледников и водный баланс северного склона хребта Терскей Алатау. М.: Наука.,132с.

Диких А.Н., Кузьмиченок В.А., 1981. Анализ ледников Внутреннего Тянь-Шаня по материалам съемки в период МГГ и 1977 г.. *Гляциологические исследования в Киргизии.,* Фрунзе: Илим, 35-56.

Дильмурадов Н., Соколов Л.Н., 1983. Пульсирующие ледники Таджикистана. *Изв. АН ТаджССР,* отделение. физ-мат., хим. и геол. наук. I, 83-91.

Дмитриев С.Е., 1907. Ледники верховьев Малой Алматинки в Заилийском Алатау близ г. Верного. *Изв. Туркестанского отделения РГО,* 6, Ташкент.

Долгушин Л.Д., 1968. Пульсирующие ледники. *Материалы гляциол. исслед.,* 14, 298-301.

Долгушин Л.Д., Осипова Г.Б., 1989. Ледники. М.: Мысль, 448с.

Долгушин Л.Д., Осипова Г.Б., 1982. Пульсирующие ледники. Л.: Гидрометеоиздат, 192с.

Дуйсенов Е.Д., 1966. Селевые потоки. Алма-Ата: Изд-во Казахстан, 219с.

Дюргеров М.Б., 1984. Задача вероятностного прогноза баланса массы ледника и ледниковой системы. *Материалы гляциол. исслед.,* 50, 133-145.

Дюргеров М.Б., 1988. Методические основы и программа наблюдений за колебаниями внешнего массообмена и баланса массы ледников. *Материалы гляциол. исслед.,*. 64, 153-163.

Дюргеров М.Б., 1993. Мониторинг баланса массы горных ледников. М.: Наука, 127с.

Дюргеров М.Б., 1979. Некоторые данные о гляциологических процессах в высокогорной рекристализационной зоне льдообразования. *Материалы гляциол. исслед.,* 35, 52-56.

Дюргеров М.Б., Айзин В.Б., Буйницкий А.Б., 1985. Накопление массы в области питания ледника Медвежьего за периоды между подвижками. *Материалы гляциол. исслед.,* 54, 131-136.

Дюргеров М.Б., Кунахович М.Г., Михаленко В.Н. и др., 1985-1989 гг., 1992 Баланс массы, сток и метеорологические условия ледника Сары-Тор в хребте Акшийрак (Внутренний Тянь-Шань). М., 69с.

Дюргеров М.Б., Михаленко В.Н., 1988. От баланса массы ледника к ледниковой системе. *Материалы гляциол. исслед.,* 63, 34-44.

Дюргеров М.Б., Михаленко В.Н., 1989. Развитие представлений о внешнем массообмене ледниковых систем: от ледника к ледниковой системе. *Материалы гляциол. исслед.,* 66, 31-38.

Дюргеров М.Б., Ольшанский Г.И., Прохорова Н.В., 1989. Изменчивость аккумуляции и абляции горных ледников. *Материалы гляциол. исслед.,* 65, 92-102.

Дюргеров М.Б., Рацек И.В., 1994. Колебания ледникового стока в связи с деградацией оледенения в верховьях р. Нарын (Бассейн Аральского моря). *Изв. РАН.* Сер. геогр. 2, с. 104 -112.

Дюргеров М.Б., Уваров В.Н., Костяшкина Т.Э. Баланс массы и ледниковый сток ледника Туюксу и оледенения хребта Заилийский Алатау, Тянь-Шань. *Материалы гляциол. исслед.,* 79.

Дюргеров М.Б., Урумбаев Н.А., 1977. Гляциологические исследования Памирского фирново-ледяного плато. *Материалы гляциол. исслед.,* 31, 30-38.

Дюргеров М.Б., Ушнурцев С.Н., 1988. Баланс массы ледника Сары-Тор. *Материалы гляциол. исслед.,* 76, 199-203.

Дюргеров М.Б., Ушнурцев С.Н., Чичагов А.В., 1991 Связь высоты границы питания, температуры воздуха и стока в бассейне ледника Сары-Тор, Внутренний Тянь-Шань. *Материалы гляциол. исслед.,* 71, 136-139.

Дюргеров М.Б., Чичагов А.В., 1988. Водный баланс горно-ледникового бассейна Сары-Тор. *Материалы гляциол. исслед.,* 62, 203-207.

Ерасов Н.В., 1975. Распределение оледенения по площади и высотным интервалам. *Проблемы физической и экономической географии Казахстана.* Алма-Ата: Наука, 157-164.

Ермолов А.А., 1990. Вещественный баланс и морфометрические изменения ледника Голубина в 1982-1986 гг.. *Исследование гидрометеорологических факторов, методика расчета их параметров для целей районирования и прогнозирования природоохранных мероприятий.* Фрунзе, 68-73.

Ермолов А.А., Солодков П.А., Фирсов М.И., 1986. Результаты исследований баланса массы ледника Голубина в 1972-1981 гг.. *Тр. САРНИГМИ,* 117/198, 98-102.

Журавлев А.Б., 1980. Корреляционный метод оценки запасов льда в ледниках. *Материалы гляциол. исслед.,* 52, 140-148.

Забиров Р.Д., 1958. Оледенение. *Средняя Азия. Физико-географическая характеристика.* М.: Изд-во АН СССР, 148-166.

Забиров Р.Д., 1975. Современное и древнее оледенение в бассейне оз. Иссык-Куль. *Гляциологические исследования на Тянь-Шане.* Фрунзе: Илим, 3-22.

Забиров Р.Д., Книжников Ю.Ф., 1962. Фототеодолитная съемка ледников Тянь-Шаня в период МГГ. Фрунзе, 100с.

Зверкова Н.М., Кренке А.Н., Чернова Л.П., 1982. О способах определения границы питания ледника. *Материалы гляциол. исслед.,* 44, 199-217.

Иверонова М.И., 1950. Каменные глетчеры Северного Тянь-Шаня. *Тр. ИГАН СССР*,45, 69-88.

Иверонова М.И., 1959. К вопросу об определении изменений концов ледников Средней Азии методом повторных стереосъемок. *Гляциологические исследования в период МГГ*, 53-61.

Иверонова М.И., 1960. Испарение со снежного покрова на хребте Терскей Ала-Тау. *География снежного покрова.*, М.: Изд. АН СССР, 151-174.

Иверонова М.И., 1969. Опыт количественного анализа процессов современной денудации. *Изв. АН СССР*, Сер. геогр., 2, 13-24.

Инструкция по составлению Каталога пульсирующих ледников СССР, 1982. *Материалы гляциол. исслед.*, 44, 208-225.

Исследование механической устойчивости, режима и распространения висячих ледников Тянь-Шаня, 1990. Отчет Тянь-Шаньской физико-географической станции АН Киргизской ССР. Фрунзе, 80с.

Казанский А.Б., Федулов И.Я., 1990. Механизм сдерживания и затухания ледниковых катастроф в горах Заилийского Алатау. *Материалы гляциол. исслед.*, 68, 156-164.

Калесник С.В., 1935. Ледники верховьев Большого Нарына. *Тр. ледн. экспедиций*, 2, Л., 83-186.

Калесник С.В., 1939. Общая гляциология. Л.: Учпедгиз, 328с.

Калесник С.В., 1963. Очерки гляциологии. М.: Географгиз, 551с.

Калесник С.В., Эпштейн С.В., 1935. Ледниковый узел Ак-Шыйрак. *Тр. ледн. экспедиций*, 2, Л., 321-372.

Калмынина Е.М., 1965. Влияние физико-географических условий на развитие эрозионных процессов северного склона Заилийского Алатау. *Географические проблемы освоения пустынных и горных территорий Казахстана.* Алма-Ата: Изд-во Казахстан. С.42-43.

Камалов Б.А., 1974. Современное оледенение и сток в бассейне Сырдарьи. *Труды САРНИГМИ.* 12(93), 79 с.

Камалов Б.А., 1967. Об оценке ледникового питания и стоке с ледников Средней Азии. Метеорология и гидрология, 9, 63-69.

Камнянский Г.М., Чертанов С.П., 1988. Анализ причин изменений годовой и внутригодовой скорости движения ледника Федченко. *Тр. САРНИГМИ*, **129(210)**, 97-110.

Канаев Л.А., Максимов Н.В. и др., 1974. Колебания ледников Средней Азии в последние десятилетия. *Тр. САРНИГМИ*, **14/95**, 15-26.

Канаев Л.А. и др., 1967. Результаты наблюдений за состоянием некоторых ледников Узбекистана. *Тр. САРНИГМИ*, **30/45**,.3-18.

Кан Эрси, 1986. Предварительное гляциогидрологическое сравнение некоторых ледников Швейцарских Альп и Китайского Тянь-Шаня. *Материалы гляциол. исслед.*, **58**,.9-18.

Каталог ледников СССР, 1970. Т. 8, ч. 5.

Каталог ледников СССР, 1967-1969. Т. 13, вып 2, ч. 1, 2, 5, 6, 7.

Каталог ледников СССР, 1968-1974. Т. 14, вып 1, ч. 1, 2, 3, 5, 10.

Каульбарс А.В., 1875. Материалы по географии Тянь-Шаня, собранные во время путешествия 1869 г. *Зап. ИРГО*, **V**, 253-539.

Каульбарс А.В., 1871. Поездка на Мусартский перевал в Тянь-Шане в 1870 г. *Изв. РГО*, **7(4)**, 176-177.

Кеммерих А.О., 1972. Роль ледников в стоке рек Средней Азии. *Материалы гляциол. исслед.*, **20**, 82-94.

Климат Киргизской ССР, 1965. Фрунзе: Илим, 289с.

Коновалов В.Г., 1986. Исследование компонентов индекса баланса, аккумуляции и таяния в гляциальных областях Средней Азии. *Тр. САНИИ*, **107/188**, 98-109.

Коновалов В.Г., 1988. Методика расчетов и дистанционных измерений пространственного распределения годового баланса массы на ледниках. *Тр. САНИИ*, **129/210**, 65-75.

Коновалов В.Г., 1985. Таяние и сток с ледников в бассейнах рек Средней Азии. Л.: Гидрометеоиздат, 237с.

Коновалов В.Г., 1982. Физико-статистическая модель процесса суммарного таяния в гляциальной области. Тр. САРНИГМИ, **84/165**, 3-20.

Коновалов В.Г., Карандаева Л.М., Рацек И.В., 1992. Метод численной оценки полей метеорологических элементов в горах для расчетов режима оледенения. Тр. САНИГМИ,. **146/227**, с. 3 - 23.

Корженевский Н.Л., 1925. Физико-географический очерк Средней Азии. Ташкент. 99с.

Корженевский Н.Л., 1930. Каталог ледников Средней Азии. Ташкент,

Костенко Н.П., 1955. О следах оледенения Юго-Западного Тянь-Шаня. *Вопросы геологии Азии*, **№2**, 309-330.

Костенко Н.П., 1970. Развитие рельефа горных стран. М.: Мысль, 367с.

Костенко Н.П., Макаров В.М., Макарова Н.В., 1968. Об особенностях древнего оледенения Тянь-Шаня на примере высокогорных районов. *Успехи советской гляциологии.* Материалы III Всесоюз. гляциолог. симпоз. Фрунзе: Илим. С.410-420.

Котляков В.М., 1968. Снежный покров Земли и ледники. Л:, Гидрометеоиздат, 478с.

Котляков В.М., Гросвальд М.Г., Дюргеров М.Б., Мазо В.Л., 1991. Реакция оледенения на предстоящие изменения климата. *Изв. АН СССР.* Сер. геогр., №5, с. 35 - 45.

Кошоев М.К., 1986. Колебания ледников Центрального Тянь-Шаня в XX веке. *Режим ледников Центрального Тянь-Шаня.*, Фрунзе: Илим, 31-59.

Краснов А.Н., 1888. Опыт истории развития флоры южной части восточного Тянь-Шаня. *Зап. ИРГО по общей географии*, **15**, СПб, 413с.

Кренке А.Н., 1981. Гляциология в Швейцарии; работа над Всемирным каталогом ледников. *Материалы гляциол. исслед.*, **41**, 20-30.

Кренке А.Н., 1980. Ледниковый сток в реки Средней Азии и возможности его урегулирования. *Водные ресурсы*, **3**, 5-19.

Кренке А.Н., 1982. Массообмен в ледниковых системах на территории СССР. *Л.:* Гидрометеоиздат, 288с.

Кренке А.Н., 1974. Существующие представления о быстрых подвижках ледников. *Материалы гляциол. исслед.*, **24**, 274-289.

Кренке А.Н., Ходаков В.Г., 1966. О связи поверхностного таяния ледников с температурой воздуха. *Материалы гляциол. исслед.*, **12**, 153-164.

Кренке А.Н., Шантыкова Л.Н., 1978. Использование высоты границы питания на ледниках в гидрометеорологических расчетах. *Материалы гляциол. исслед.*, **34**, 167-178.

Крестников В.Н., 1954. История развития, структура и сейсмичность Северного Тянь-Шаня. *Изв. АН СССР.* Сер. геолог., **3**, 92-108.

Кузнецов Н.Т., 1968. Воды центральной Азии. М.: Наука, 272 с.

Кузнецов Н.Т., Мурзаев Э.М., 1963. Озерные стадии развития Центральной Азии в четвертичное время. *Озера полуаридной зоны* (Тр. Лаб. озероведения АН СССР, **15**), М.-Л., 157-173.

Кузьмиченок В.А., 1988. Колебания ледников Давыдова и Сары-Тор по данным топографических съемок. *Материалы гляциол. исслед.*, **62**, 193-196.

Кузьмиченок В.А., 1986. Оценочные данные о колебаниях некоторых ледников Центрального Тянь-Шаня. *Режим ледников Центр. Тянь-Шаня.* Фрунзе: Илим, 109-130.

Кузьмиченок В.А., 1989. Технология и возможности аэротопографического картографирования изменений ледников (на примере оледенения хребта Акшийрак). *Материалы гляциол. исслед.*, 67, 80-87.

Кузьмиченок В.А., 1990. Топографическая съемка рельефа ложа горных ледников радиолокационным методом. *Геодезия и картография*, **11**, 18-23.

Кузьмиченок В.А., Горбунов Е.К., Баков Е.К., Кохановский И.И., 1988. Опыт математической обработки материалов детальной радиолокационной съемки ледника и картографическое отображение ее результатов. *Материалы гляциол. исслед.*, 63, 151-155.

Кунахович М.Г., 1991. Подобие полей составляющих внешнего массообмена и расчет баланса массы горных ледников. *Автореф. дисс. канд.* наук. М., 24с.

Кунахович М.Г., 1989. Формирование годового баланса массы ледника конической вершины. *Материалы гляциол. исслед.*, 67, 163-168.

Кунахович М.Г., Ушнурцев С.Н., 1989. Изменчивость баланса массы ледника Сары-Тор в период абляции. *Тез. докл. научно-практ. конф. "Снежно-ледовые ресурсы и гидроклиматический режим внутриконтинентальных горных районов".* Алма-Ата, 12-14.

Кунин В.Н., 1960. О подземных водах подгорных равнин в пределах Синьцзяна. *Природные условия Синьцзяна.* М.: Изд-во АН СССР, 132-150.

Лебедева И.М., 1990. Взаимосвязь ресурсов солнечной энергии и отражательной способности ледников как фактор устойчивости ледниковых систем. *Материалы гляциол. исслед.*, 68, 64-75.

Лебедева И.М., 1970. Влияние летних снегопадов на таяние ледников Средней Азии и юго-восточного Казахстана. *Материалы гляциол. исслед.*, **16**, 163-173.

Лебедева И.М., 1989. Палеогляциологическая реконструкция позднеплейстоценового оледенения Тибетского нагорья. *Изв. АН СССР.* Сер. геогр., **2**, 98-107.

Ледник Тургень-Аксу, 1976. Под ред. Р.Д. Забирова. Фрунзе: Илим, 106с.

Ледники Туюксу, 1984./ Авторы: Макаревич К.Г., Вилесов Е.Н., Головкова Р.Г. Л.: Гидрометеоиздат, 176с.

Лузгин Б.К., Макаров В.И., 1966. О морфологических особенностях древнего оледенения Северного Тянь-Шаня в связи со структурно-тектонической обстановкой. *Докл. АН СССР*, **168**(6), 1381-1384.

Мазо А.Б., Глазырин Г.Е., 1986. Метод расчета объема стационарного ледника. *Тр. САНИИ*, **117/198**, 88-98.

Майер М., Майо Л., Трабант Д., Криммел Р., 1980. Сравнительная характеристика баланса массы и стока четырех ледников в США с 1966 по 1977 гг. *Материалы гляциол. исслед.*, **38**, 138-143.

Макаревич К.Г., 1964. К вопросу о колебаниях режима ледников Заилийского Алатау в последние десятилетия. *Материалы гляциол. исслед.*, **9**, 65-73.

Макаревич К.Г., 1989. Жидкий сток из бассейна Туюксу в Заилийском Алатау за 1964-84 гг. *Ледники, снежный покров и лавины в горах Казахстана.* Алма-Ата: Наука, 68-79.

Макаревич К.Г., Вилесов Е.Н., Шабанов П.Ф.,и др., 1985. Режим ледников Северного Тянь-Шаня за 25 лет (с 1956 по 1981 г.). *Материалы гляциол. исслед.*, **54**, 60-68.

Макаревич К.Г., Волошина А.П., Уваров В.Н., 1992. Внешний массообмен ледника Туюксу: пространственно-временной анализ за период инструментальных наблюдений. *Материалы гляциол. исслед.*, **75**, 135-140.

Макаревич К.Г., Макаревич А.К., 1978. Изучение механизма колебаний горных ледников. *Материалы гляциол. исслед.*, **33**, 70-74.

Макаревич К.Г., Макаревич А.К., 1983. Оценка изменений массы ледника в области аккумуляции и абляции. *Ледники, снежный покров, и лавины горных районов Казахстана.* Алма-Ата: Наука, С.8-14.

Макаревич К.Г., Рототаева О.В., 1986. Современные колебания ледников Северного полушария. *Материалы гляциол. исслед.*, **57**, 25-33.

Макаревич К.Г., Тюлина Т.Ю., 1992. Перемещение конца ледника Туюксу и годовой баланс его массы *Материалы гляциол. исслед.*, **73**, 122-125.

Макаревич К.Г., Федулов И.Я., 1968. Первые сведения о режиме ледника Корженевского. *Гляциологический режим ледников Казахстана.* Алма-Ата, 104-115.

Макаревич К.Г., Федулов И.Я., 1974. Пульсации ледника Шокальского в Заилийском Алатау. *Материалы гляциол. исслед.*, **24**, 96-101.

Макаревич К. Г., Шабанов П. Ф., 1971. Оценка жидкого стока из области аккумуляции Центрального Туюксуйского ледника. *Режим ледников Казахстана.* Алма-Ата: Наука, 62-71.

Максимов Е.В., 1985. Загадка озера Иссык-Куль. Л.: Изд-во ЛГУ, 182с.

Максимов Е.В., 1980. Ледниковое прошлое хребта Киргизский Алатау. Л.: Изд-во ЛГУ, 184с.

Максимов Е.В., 1975. О происхождении так называемых завальных озер Тянь-Шаня. *Проблемы географии Киргизии.* Материалы 2 съезда Киризг. геогр. о-ва. Фрунзе: Илим, 62-63.

Максимов Е.В., 1964. Основные закономерности современного оледенения в Киргизском Алатау. *Географический сборник*, **17**. Современные вопросы гляциологии и палеогляциологии. М.-Л: Наука, 51-70.

Максимов Н.В., Щербаков М.П., Вернер Е.Ф., 1965. Лавины и борьба с ними на территории иргизии. Фрунзе, 120с.

Материалы по ледникам СССР в масс-балансовом бюллетене, 1992. *Материалы гляциол. исслед.,* **73,** 148-156.

Михаленко В.Н., 1990. Использование опорного ледника для изучения массообмена ледниковых систем. *Автореф. дисс. канд. наук.* М., 22 с.

Михаленко В.Н., 1989. Особенности массообмена ледников плоских вершин внутреннего Тянь-Шаня. *Материалы гляциол. исслед.,* **65,** 86-92.

Михаленко В.Н., 1993. Расчет и реконструкция баланса массы ледниковой системы Акшийрак на Тянь-Шане. *Материалы гляциол. исслед.,* **76,** 102-107.

Михаленко В.Н., Ушнурцев С.Н., 1990. Роль наложенного льда в массообмене ледников континентальных районов. *Материалы гляциол. исслед.,* **70,** 67-71.

Муратов Ш.С., 1981. Динамика ледников хр. Терской Алатоо в связи с колебаниями климата и циркуляции атмосферы в XX в. *Гляциологические исследования в Киргизии.* Фрунзе, 56-72.

Мурзаев Э.М., 1966. Природа Синьцзяна и формирование пустынь Центральной Азии. М.: Наука, 382.

Мурзаев Э.М., 1953. Схема физико-географического районирования Средней Азии. *Изв. АН СССР.* Сер. геогр., **6,** 17-30.

Мягков С.М., 1985. Два случая попятного движения поверхностных слоев льда горных ледников. *Материалы гляциол. исслед.,* **54,** 208-210.

Небольсин П.И., 1855. Очерки торговли России с Средней Азией. *Зап. ИРГО,* **10,** 442с.

Несмеянов С.А., 1971. Количественная оценка новейших движений и неотектоническое районирование горной области. М.: Недра, 141с.

Никонов А.А., 1977. Голоценовые и современные движения земной коры. М: Наука, 240с.

Никулин Ф.В., 1972. Применение фотограмметрии для определения механизма и скорости движения горных ледников на крутых склонах. *Тр. ЗакНИГМИ,* **58(64),** 136-140.

Оледенение Заилийского Алатау, 1969/ Авторы: Макаревич К.Г., Пальгов Н.Н., Токмагомбетов Г.А. и др., М.: Наука, 288с.

Осмонов А., 1968. Ледник Мушкетова. *Изв. геогр. о-ва КиргизССР,* **7,** Фрунзе, 24-29.

Осмонов А., 1978. Некоторые сведения о пульсирующих ледниках Центр. Тянь-Шаня. *Материалы гляциол. исслед.,* **33,** 93-103.

Пальгов Н.Н., 1958. Современное оледенение в Заилийском Алатау. Алма-Ата: Изд-во АН КазССР, 313с.

Пальгов Н.Н., 1969. Фирновая линия как показатель гидрологического режима ледников. *Тепловой и водный режим ледников Казахстана,* Алма-Ата, **141-147.**

Попов Н.В., 1986. Исследование озер гляциальной зоны юго-востока Казахстана с целью оценки возможности их прорывов и мониторинга селеопасности. *Автореф. дисс.* канд. наук. М., 25с.

Попов В.В., Резанов И.А., 1955. О неотектонике Тянь-Шаня в связи с его сейсмичностью. *Вопросы геологии Азии,* **2,** М.: Изд-во АН СССР, 404-437.

Ранцман Е.Я., 1959. Геоморфология Иссык-Кульской котловины и ее горного обрамления. М.: Изд-во АН СССР, 88с.

Ранцман Е.Я., 1955. Геоморфология центральной части южного склона хребта Кунгей-Ала-Тау. *Вопросы геоморфологии и палеогеографии Азии.* М.: Изд-во АН СССР, 105-114.

Ранцман Е.Я., 1975. Горы Средней Азии. *Равнины и горы Средней Азии и Казахстана,* М.: Наука, 93-209.

Растворова В.А., 1973. Формирование рельефа горных стран. М.: Наука, 142с.

Рацек И.В., 1991. Колебания и эволюция ледникового стока в бассейне р. Нарын. Автореф. дисс. канд. наук. М., 20с.

Риттер К., 1859. Землеведение Азии. **2.** СПб., 350с.

Рототаев К.П., 1978. Динамически нестабильные ледники Центр. Памира. *Материалы гляциол. исслед.,* **33,** 201-207.

Рототаев К.П., 1978. Роль автоколебаний в динамике ледниковых систем. *Материалы гляциол. исслед.,* **33,** 93-103.

Руководство по составлению Каталога ледников СССР, 1966. Л.: Гидрометеоиздат, 154с.

Садыбакасов И., 1970. Асимметрия новейших структурных форм центральной части Тянь-Шаня как функция их движения. *Материалы по геологии кайнозоя и новейшей тектонике Тянь-Шаня.* Фрунзе; Илим, 147-151.

Сафонов В.И., 1982. Баланс массы ледников восточной части северного склона хр. Джетымбель. *Гляциологические и гидрометеорологические исследования на Тянь-Шане.* Фрунзе: Илим, 68-81.

Сафонов В.И., 1982. Исследования факторов стокообразования р. Арабельсу в связи с возможностью переброски ее вод в бассейн оз. Иссык-Куль. *Гляциологические и гидрометеорологические исследования на Тянь-Шане.* Фрунзе: Илим, 48-68.

Сваричевская З.А., 1965. Геоморфология Казахстана и Средней Азии. Л.: Изд-во ЛГУ, 296с.

Семенов В.А., Алексеева А.К., Дегтяренко Т.И., 1986. Направленность изменения стока горных рек СССР в связи с изменением климата. *Материалы гляциол. исслед.,* **58,** 78-82.

Серебрянный Л.Р., Орлов А.В., 1988. Тянь-Шань глазами гляциолога. М., 148с.

Сигалов В.М., 1974. О характере вертикальных движений земной коры в районах землетрясений. *Геодезия и картография,* **1,** 8-12.

Синицын В.М., 1947. Структурно-тектоническая схема Китайского Тянь-Шаня. *Изв. АН СССР.* Сер. геолог., 4, 55-60.

Скворцов Ю.А., 1949. Элементы новейших тектонических движений Узбекистана. *Тр. Средне-Азиатского гос. ун-та.* Нов. серия, **12(1).** Геол.-геогр. науки. Ташкент, 38с.

Соломина О.Н., 1990. Колебания ледников Внутреннего Тянь-Шаня по лихенометрическим данным. *Материалы гляциол. исслед.,* **68,** 142-148.

Соседов И.С., 1976. Методика территориальных воднобалансовых обобщений в горах. Алма-Ата: Наука, 151с.

Соседов И.С., 1967. Исследование баланса снеговой влаги на горных склонах Алма-Ата: Наука, 198с.

Субботина О.И., 1971. Влияние орографии на температурный режим в горах Средней Азии. *Тр. САНИГМИ*, **59/74**, 122с.

Судаков П.А., Бектеньяров Р.С., Нигматулаева С.Н., 1971. Некоторые результаты десятилетних наблюдений за атмосферными осадками в гляциально-нивальной зоне Заилийского Ала-Тау. *Режим ледников Казахстана.* Алма-Ата: Наука, **18-27.**

Сумарокова В.В., 1965. Влияние таяния ледников на сток Ала-Арчинского бассейна. *Гляциологические исследования на Тянь-Шаньской физико-географической станции*, **11.** Фрунзе: Илим, 46-56.

Титков С.Н., 1987. Каменные глетчеры Тянь-Шаня. Автореф. дисс. канд. наук. Якутск, 22с.

Токмагамбетов Г.А., 1974. Движение ледников Заилийского Алатау. *Вопросы географии Казахстана.* Алма-Ата, **16**, 161-176.

Токмагамбетов Г.А., 1976. Ледники Заилийского Алатау. Алма-Ата: Наука аз. ССР, 366с.

Токмагамбетов Г.А., Ерасов Н.В., Токмагамбетов Т.Г., 1989. Объем ледникового стока рек Балхаш-Алакульской впадины. *Ледники, снежный покров и лавины в горах Казахстана.* Алма-Ата: Наука, 5-17.

Токомбаев Ш., 1969. Геоморфология Чон-Кемин-Боомского района Северного Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим, 114с.

Тронов М.В., 1966. Ледники и климат. Л:, Гидрометеоиздат, 407с.

Тронов М.В., 1962. О влиянии летних снегопадов на режим ледников Алтая. *Гляциология Алтая*, **1.** Томск, 161-168.

Тронов М.В., 1978. Проблема гляциоклиматических показателей. Томск: Изд-во Том.ун-та., 168с.

Тронов М.В., 1972. Факторы оледенения и развития ледников. Томск: Изд-во Том.ун-та, 168с.

Тронов М.В., Лупина Н.Х., 1977. Основы учения о снеговой границе и хионосфере. Л.: Наука, 168с.

Тюлина Т.Ю., 1989. Тенденция современных колебаний ледников Альп. *Материалы гляциол. исслед.*, **67**, 169-175.

Тюлина Т.Ю., 1990. Связь колебаний концов ледников Альп с годовым балансом массы. *Материалы гляциол. исслед.*, **69**, 134-148.

Тюлина Т.Ю., 1989. Колебания ледников Тянь-Шаня (промежуточный отчет). ИГАН СССР, 164с.

Тюлина Т.Ю., Уваров В.Н., 1992. О современных колебаниях ледников Тянь-Шаня. *Материалы гляциол. исслед.*, **75**, 140-148.

Уваров В.Н., 1989. Некоторые свойства временных рядов составляющих баланса массы ледника. *Материалы гляциол. исслед.*, **67**, 206-209.

Уваров В.Н., 1990. Пространственно-временная изменчивость и расчет баланса массы оледенения Заилийского Алатау. *Автореф. дисс.канд. наук.* М., 24с.

Успенский В.М., 1880. О бассейне Лоб-Нор. *Зап. РГО по отд. этнографии*, **6**, 93-139.

Ушнурцев С.Н., 1991. Колебания баланса массы ледника Сары-Тор во Внутреннем Тянь-Шане и его реконструкция за 1930-1988 гг. *Материалы гляциол. исслед.*, **71**, 70-80.

Федорович Б.А., 1968. Нерешенные вопросы древних оледенений гор. *Вопросы географии.* **74,** 21-33.

Федорович Б.А., Ян Тин-Сянь, 1960. Новые данные о характере и количестве оледенений китайской части Тянь-Шаня. *Природные условия Синьцзяна.* М.: Изд-во АН СССР, 66-90.

Федченко Б.А., 1898. Поездка в Западный Тянь-Шань для изучения ледников Таласского Алатау. *Изв. РГО,* **34,** 403-423.

Финько Е.А., 1973. Морфоструктурный анализ при изучении современных тектонических движений. М:, Наука, 95с.

Хованский Б.Н., 1977. Тектоника, рельеф и сейсмичность Северного Тянь-Шаня. М.: Недра, 127с.

Ходаков В.Г., 1978. Водно-ледовый баланс районов современного и древнего оледенения СССР. М.: Наука, 194с.

Ходаков В.Г., 1965. О зависимости суммарной абляции поверхности ледников от температуры воздуха. *Метеорология и гидрология.* **7,** 48-50.

Цыкин Е.Н., 1962. Приход вещества в фирновых зонах ледников (метод изучения с помощью термозондирования). М.: Изд-во АН СССР, 93с.

Цыценко К.В., 1965. Испарение с поверхности горного водосбора. *Гляциологические исследования на Тянь-Шане. Работы Тянь-Шаньской физико-географической станции,* **11.** Фрунзе: Илим, 57-76.

Чанг Ксенгсонг, 1986. Современные колебания ледников Китая. *Материалы гляциол. исслед.,* **57,** 99-105.

Чедия О.К., 1986. Морфоструктуры и новейший тектогенез Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим, 315с.

Чедия О.К., 1972. Юг Средней Азии в новейшую эпоху горообразования, кн. II. Фрунзе, 223с.

Черкасов П.А., Шумский П.А., 1986. Вынужденные колебания ледника Шумского в Джунгарском Алатау. *Материалы гляциол. исслед.,* **57,** 38-44.

Чехонадская В.А., Судаков П.А., Токмагамбетов Г.А., 1971. Сток с ледников бассейна р. Большой Алматинки. *Режим ледников Казахстана.* Алма-Ата: Наука, 50-55.

Чехонадская В.А., Токмагамбетов Г.А., Щукина Т.А., 1979. Объем ледникового стока бассейна р. Или. *Режим ледников и снежных лавин Казахстана.* Алма-Ата: Наука, 110-120.

Шульц В.Л., 1965. Реки Средней Азии. Л.: Гидрометеоиздат, 691с.

Шульц С.С., 1948. Анализ новейшей тектоники и рельеф Тянь-Шаня. М.: Географгиз, 222с.

Шумский П.А., 1963. К методике определения скорости питания ледников. *Гляциологические исследования,* **9,** 183-192.

Шумский П.А., 1955. Основы структурного ледоведения. М.: Изд-во АН СССР, 492с.

Шумский П.А., 1947. Энергия оледенения и жизнь ледников. М.: Географгиз, 60с.

Шумский П.А., Красс М.С., Черкасов П.А., 1978. Колебания ледника Шумского (Джунгарский Алатау) в 1966-1974 гг. *Материалы гляциол. исслед.,* **33,** 75-76.

Шумский П.А., Михалев В.И., Цветков Д.Г., 1972. Колебания ледника Обручева (Полярный Урал), их механизм и причины. Кинематика поверхности. *Материалы гляциол. исслед.*, **20**, 35-69.

Щеглова О.П., 1960. Питание рек Средней Азии.Ташкент: Изд-во СамГУ, 243 с.

Щетинников А.С., 1976. Ледники бассейна реки Пскем. Л.: Гидрометеоиздат, 120с.

Щетинников А.С., 1976. Ледники бассейна р. Пскем. Л.: Гидрометеоиздат, 120с.

Щукин И.С., 1971. Было ли покровное четвертичное оледенение в горных странах умеренных широт? *Вестник МГУ.* Сер. геогр.,**3**, 19-34.

Щукин И.С., 1983. Геоморфология Средней Азии. М.: Изд-во МГУ, 432с.

Щукин И.С., 1983. Геоморфология Средней Азии. М.: Изд-во МГУ, 432с.

Ageta Y., Higuchi K., 1984. Estimation of mass balance components of a summer-accumulation type glacier in Nepal Himalaya. *Geogr. Annaler*, **66A(3)**, 249-255.

Ageta Y., Jiaqi Q., Yasunari T., 1983. Relations Between Meteorological Conditions and Mass Balance of a Glacier on the North Slope of Mt. Bogda, Tian Shan. *Journ. Glaciol. & Cryoped.*, **5(3)**, 47-57.

Ageta Y., Satow K., 1978. Study of mass balance of small glaciers in Khumbu Himal during the summer mosoon season. *Seppio*, **40**, 4-11.

Ahlman H.W., 1948. Glaciological research on the north Atlantic coasts. Royal Geographical Society Research. Series № 1, London, 83p.

Braithwaite R., 1984. Can the mass balance of a glacier be estimated from its equilibrium line altitude? *Journ. Glaciol.*, **30(106)**, 364-368.

Cai Baolin, Huang Maohuan, Xie Zichu, 1988. A preliminary research on the temperature in deep boreholes of Glacier No.1, Urumqi River head-waters. *Kexue Tonbao (Science Bulletin)*, **33(24)**, 2054-2056.

Dyurgerov M.B., 1991. Cause and mechanism of fluctuation of Alpine glaciers. *Journ. Glaciol. & Geocryol.*, **13(2)**, 95-106.

Fluctuations of glaciers,1967-1993. Paris: IAHS-UNESCO, **I-VI.**

Glacier climate research in Tienshan. Research report on Project Glacier No.1, 1985 - 1987. Zurich 1990. Editors: Ohmura a., Lang H., Blumer F., Grebnen D., 181 p.

Glacier mass balance bulletin. Bulletin No.1 (1988-1989), 1991. Ed. by W. Haeberli and E. Herren. IAHS(ICSI)-UNEP-UNESCO, 70p.

Glacier mass balance bulletin. Bulletin No.2 (1988-1989), 1992. Ed. by W. Haeberli and E. Herren. IAHS(ICSI)-UNEP-UNESCO. , 70p.

Glacier Inventory of China, 1986. Science press.

Glacier observation group, mountain-climbing and scientific expedition, 1985. Glaciers and meteorology in Tuomur region, Academia Sinica, China, 32-98.

Gu Gongshu, Ding Juanxi, 1986. Analysis of results C^{14} date of glacial and climatic investigations. *Journ. Glaciol. & Geocryol.*, **8(2)**, 159-165.

Huang Maohuan, Wang Zhangxiang, 1987. Research on the tunnel excavated in Urumqy Glacier № 1, Tien Shan Glaciol. station, China. *Journ. Glaciol.*, **33(113)**, 99-104.

Huang Maohuan, Wang Zhangxiang, Ren Jiawen, 1982. On the temperature regime of continental-type glaciers in China. *Journ. Glaciol.*, **28**(98), 117-128.

Jones P.D., 1987. Climate Monitor. Vol.16. No.5. Annual [ISSN 0140 458X], 149-186.

Kang Ersi, 1983. Glacial meltwater runoff on the North flank of Mt. Bogda in Tian Shan and ins contribution to river flow. *Journ. Glaciol. & Cryoped.*, **5**(3), 113-122.

Kang Ersi, 1980. Preliminary estimation of the water balance in the drainage basin of Glacier No. 1. *Annual report on the work at Tianshan glaciological station*, **4**, 37-38.

Kang Ersi, Zhu Shousen, Huang Mingmin, 1982. Characteristics of Glacial Hydrology in the Mount Tomur Area of China. *IAHS Publ.* **138**, 271-283.

Kuhn M., 1984. Mass balance imbalances as criterion for a climatic classification of glaciers. *Geografisca Annaler*, **66A**(3), 229-238.

Kuhn M., 1989. The response of the equilibrium line altitude to climate fluctuations: theory and observations. *Glacier Fluctuat. and Climatic Change:.* Proc. Symp., Amsterdam, 1-5 June, 1987. Dordrecht etc., 417-417.

Kuhn M., Markl G., Kasser G., Nickus U., Obleitner F., Schneider H., 1985. Fluctuations of climate and mass balance: different responses of two adjacent glaciers. *Zeit. fur. Gletscherkunde und Glazialgeologie*, **21**, 409-416.

Letreguilly A., Reynaud L., 1989. Spatial patterns of mass balance fluctuations of North American glaciers. *Journ. Glaciol.*, **35**(120), 163-168.

Liestol O., 1967. Storbreen Glacier in Joûtunheimen, Norway. Norsk Polarinstitutt, **141**, 63p.

Liu Chaochai, Ding Liagfu, 1988. A primary calculation of temperature in Tian-Shan Mountains, China. *Journ. Glaciol. & Geocryol.*, **10**(2), 151-159.

Liu Chaohai, Zhang Yinshen, Ren binghui et al., 1991. Handbook of Tianshan glaciological station, 105p.

Meier M.F., 1961. Distribution and variations of glaciers in the United States exclusive of Alaska. *IASH Publ.*, **54**, 420-429.

Meier M.F., 1962. Proposed definitions for glacier mass budget terms. *Journ. Glaciol.*, **4**(33), 252-266.

Meier M.F., Post A.S., 1962. resent variations in mass net budget of glaciers in Western North America. *IASH Publ.*, **58**, 63-77.

Mikhalenko V.N., 1991. The peculiarities of mass exchange of the flat-top glaciers at the Central Tian Shan (using the Gregoriev glacier as an example). *Journ. Glaciol. & Geocryol.*, **13**(2), 107-114.

Mount Tomuer Scientific Expedition, 1982. 1984, Academia Sinica. 154p.

Ostrem G., Brugman M., 1991. Glacier mass-balance measurement. *NHRI Science Report No. 4*, 224p.

Reynaud L., 1980. Can the linear balance model be extended to the whole Alps? *IAHS-AIHS Publ.*, **126**, 273-284.

Reynaud L., Vallon M., Martin S., Letrguilly A., 1984. Spatio temporal distribution of the glacial mass balance in the Alpine, Scandinavian and Tien Shan areas. *Geografiska Annaler*, **66A**(3), 239-247.

Sharp M., 1988. Surging glaciers: behavior and mechanisms. *Progr. Geogr.*, **12(3)**, 345-370.

Su Zhen et al., 1988. Recent study of glaciers in Tomuer Mt. region, Tien Shan Mrs of China. *Proc. of Symposium on Glaciology and Cryopedology hied by Geographical Society of China.* Glaciology, Cryopedology, Academia Sinica, Science Press, 1982.

UNESCO,1970. Combined heat, ice and water balances at selected glacier basins, a guide to measurement and data computation. *Technical Papers in Hydrology,* **5**, UNESCO, Paris, 20p.

Wang Yinsheng, Qui Jiagi, 1983. Distributive features of the glaciers in Bogda Region, Tian Shan. *Journ. Glaciol.&Cryopedol.* , **5(3)**, 17-24.

Wang Zongtai, Shao Wenzhang, Zhung Junhua, Zhu Shousen, Li Nianjil, 1989. The observation and calculation of rainfall at the zone with high elevation on the south slope of the Bogda-peak region. Water resources and environment in Chairwopu-Dabancheng, **3.** Science press, Beijing, China, 23-29.

Watanabe O., Ageta Y., Ren Jiawen, 1983. Characteristics of firn srtatigraphy in a glacier of Sigong river headwaters, Mt. Bogda Region, Eastern Tian Shan. *Journ. Glaciol.&Cryopedol.*, **5(3)**, 25-35.

Wen Jing, Xie Zichu, 1980. Recent variation of some glaciers in the Southern part of Xizang and a few new materials. *Journ. Glaciol.&Cryopedol.*, **3(4)**, 61-64.

Wu Guanghe et al., 1983. Retreat and advance of modern glaciers in Bogda, Tien Shan. *Journ. Glaciol.&Cryopedol.*, **5(2)**, 143-152.

Wu Guanghe, Ageta Y., Qui Jiagi, 1983. Physical geography features and climatic conditions of glacial development in Bogda area, Tian Shan. *Journ. Glaciol.&Cryopedol.*, **5(3)**, 4-16.

Xiaojun W., Guanghe W.U., Xiuzhong W., Zhaojun M., Chunzu W., 1987. Accumulation and ablation of glacier No.1 at the head of Urumqi River. *Annual report on the work at Tien Shan Glaciological Station*, 1-15.

Xie Zichu, Ge Guangwen, 1965. Accumulation, ablation and mass balance of Glacier No.1 at the head of Urumqi river, Tianshan. *Glaciological and hydrological research of Urumqi river, Tianshan.* Science Press, 14-24.

Zhang Jinhua, 1981. Mass balance studies on the No.1 Glacier of Urumqi River in Tian Shan. *Journ. Glaciol.&Cryopedol.*, **3(2)**, 32-70.

Zhang Wenjing, Xie Zichu, 1983. Features of accumulation and ablation of existing glaciers on the northern slope of Bogda, Tian-Shan and estimation of their mass balance. *Journ. Glaciol.&Cryopedol.*, **5(3)**, 59-70.

Zhang Xiangsong et al., 1984. Some relationship of the fluctuation of Glacier No. 1. with climatic change at the source of Urumqi River, Tien Shan. *Journ. Glaciol.&Cryopedol.*, **6(4)**, 1-12.

Zheng Benxing, Zhang Zhenshuan, 1983. Fluctuation of glaciers during Neoglaciation in Bogda and Urumqi river head, Tian Shan. *Journ. Glaciol.&Cryopedol.*, **5(3)**, 133-142.