



В.Г. Коновалов

Таяние
и сток
с ледников

в бассейнах
рек
Средней
Азии

Решается проблема определения основных элементов гидрологического режима ледников и речных бассейнов, а именно: теоретическое обоснование и построение физико-статистической модели процесса таяния и стока, методические основы численной реализации модели на ЭВМ, количественное описание и анализ пространственной изменчивости основных статистических параметров гидрологического режима оледенения Средней Азии, методы прогнозов ледникового стока и численную модель оптимального искусственного воздействия на таяние и водоотдачу ледников. Приведены также данные о суммарном таянии и ледниковом стоке в бассейнах рек Средней Азии, региональные формулы и карты для расчета климатических факторов оледенения, норм и коэффициентов вариации гидрологического режима оледенения.



Ленинград
Гидрометеиздат
1985

ГОСУДАРСТВЕННЫЙ КОМИТЕТ СССР ПО ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИИ
И КОНТРОЛЮ ПРИРОДНОЙ СРЕДЫ
СРЕДНЕАЗИАТСКИЙ РЕГИОНАЛЬНЫЙ НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ
ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ им. В. А. БУГАЕВА

В.Г. Коновалов

Таяние и сток с ледников в бассейнах рек Средней Азии

Под редакцией
канд. геогр. наук В. Ф. СУСЛОВА



ЛЕНИНГРАД ГИДРОМЕТЕОИЗДАТ 1985

Изложено решение проблемы определения основных элементов гидрологического режима сплошности ледников в речных бассейнах: теоретическое обоснование и построение физико-статистической модели процесса таяния в стока для множества ледников в бассейне, методические основы численной реализации модели на ЭВМ, количественное описание и анализ пространственной изменчивости основных статистических параметров гидрологического режима оледенения Средней Азии, методы прогноза ледникового стока и численную модель оптимального искусственного воздействия на таяние и водоотдачу ледников.

Приведены данные о суммарном таянии и ледниковом стоке в бассейнах рек Средней Азии, региональные формулы и карты для расчета климатических факторов оледенения (суммарная радиация, общая облачность, альбеда, продолжительность периода таяния льда и др.), нормы и коэффициентов вариации элементов гидрологического режима оледенения.

Для научных работников в области гидрологии, гляциологии и географии, специалистов проектных и подсобно-исполнительных организаций.

По данным Каталога ледников СССР в бассейнах рек Чу, Талас, Асса, оз. Иссык-Куль, Сарыджас, Сырдарьи, Зеравшан и Амударьи насчитывается около 16 500 ледников общей площадью примерно 18 000 км² [61, 179]. В ледниках Средней Азии по предварительным сведениям [61, 141, 179] содержится от 1100 до 1430 км³ пресной воды.

Площадь оледенения Средней Азии составляет всего лишь 4,5 % общей площади речных бассейнов на этой территории. Однако средние стокообразующая ценность ледников Средней Азии по оценкам работ [93, 141, 221] в 3—4 раза превышает их относительную площадь для годового стока рек Средней Азии и почти в 10 раз для летнего стока.

Близкие по значениям определения среднего многолетнего вклада ледникового питания в годовом и сезонном стоке рек Средней Азии приводятся в работах В. Л. Шульца, А. О. Кеммериха, А. Н. Кренке и др. Указанные сведения представляют собой начальный уровень описания режима оледенения. Качественно новым и необходимым уровнем описания гидрологического режима оледенения Средней Азии является характеристика внутригодовой и многолетней изменчивости этого режима. Данной проблеме посвящена работа автора.

Для описания и расчета процесса суммарного таяния ледников и ледникового стока все множество N_{Σ} ледников ($N_{\Sigma} \geq 2$), находящихся в некотором речном бассейне, рассматривается как единая гляциальная область. В зависимости от размеров бассейна в пределах гляциальной области выделяется k группа ледников, объединяющих произвольное количество n однородных единичных ледников ($n \geq 1$)

$$N_{\Sigma} = n_1 + n_2 + n_3 + \dots + n_k. \quad (1.1)$$

При определении внутригодового и многолетнего режима гляциальных областей учитываются все основные особенности и закономерности процессов аккумуляции и таяния, установленные на отдельных ледниках. Это положение представляет собой научную основу разработанного автором метода расчета составляющих суммарного таяния ледников и ледникового стока как элементов гидрологического режима гляциальных областей Средней Азии.

Методической основой для определения основных параметров внутригодового и многолетнего гидрологического режима оледенения Средней Азии является региональная физико-статистическая модель процесса таяния и стока для множества ледников в бассейнах рек и их отдельных частях.

Предложенная автором модель включает ряд новых теоретических и практических положений и результатов. В частности:

1. Предложена и обоснована статистическая модель гляциальной области для обобщения морфометрических показателей дискретного множества ледников и расчетов режима оледенения. Статистическая модель гляциальной области включает группировку или классификацию множества ледников и определение средних и средних взвешенных по площади характеристик оледенения в каждой из однородных групп ледников.

Предполагается, что такие осредненные показатели как площадь, абсолютные высоты верхнего и нижнего концов ледника, фирновой границы, площадь морены, распределение площади ледника по высоте, экспозиция и уклон поверхности принадлежат некоему условному «среднему леднику». Методической основой определения комплекса перечисленных характеристик является условие равенства объема таяния на «среднем леднике» произведенного на количество ледников — суммарному объему таяния ледников в отдельном районе гляциальной области. Это положение доказано теоретически и подтверждено путем специального численного эксперимента.

Преимущество использования «средних ледников» по сравнению с построением кривых распределения соответствующих показателей заключается в упрощении и уменьшении громоздкости обработки карт, программирования и продолжительности счета на ЭВМ, в возможности применения результатов расчета таяния для анализа специфических вопросов режима ледников, зависящих от формы, соотношения площадей аккумуляции и абляции и т. д.

2. Введено понятие индекса баланса аккумуляции и таяния в гляциальных областях, которое играет важную роль в расчетах и прогнозах суммарного таяния ледников и ледникового стока, установлены закономерности пространственной изменчивости компонентов индекса баланса по территории Средней Азии.

3. На основе понятия индекса баланса разработан метод реконструкции и прогноза многолетнего ряда максимальных высот сезонной снеговой границы для отдельных ледников и их групп.

Сведения о максимальной высоте $Z_{\text{макс}}$ сезонной снеговой границы на поверхности ледников в конце абляционного периода являются весьма содержательным показателем, прямо или опосредованно характеризующим различные элементы режима гляциальной области. В региональной физико-статистической модели процесса суммарного таяния этот показатель используется как косвенная характеристика зимней аккумуляции снега в области абляции «среднего ледника», учитывая свойство $Z_{\text{макс}}$ маркировать площадь ледника, где зимний снег становится полнотая.

Определение $Z_{\text{макс}}$ в районах произвольной гляциальной области выполняется посредством разработанного автором метода реконструкции многолетнего ряда и прогноза $Z_{\text{макс}}$ по данным на-

блюдений за температурой воздуха, осадками и облачностью на метеорологических станциях.

4. Поставленная задача расчета гидрологического режима гляциальных областей предусматривает раздельную оценку таяния зимнего и летнего снега, старого фирна, обложившегося льда и льда под мореной с учетом временной изменчивости площадей перечисленных типов поверхности ледника в течение мая—октября. Для определения этих площадей необходимы морфометрические параметры «среднего ледника» и данные о движении сезонной снеговой границы (ССГ) на поверхности ледника. Методической основой получения таких данных является предлагаемая в работе модель движения сезонной снеговой границы на леднике. В этой модели учтена возможность выпадения на произвольных высотах и таяния летнего снега.

5. С целью оптимизации и обоснования состава аргументов в формулах интенсивности таяния снега и льда детально проанализированы различные варианты уравнения теплового баланса и многофакторная зависимость таяния от метеорологических элементов (солнечной радиации, температуры воздуха, общей облачности, относительной и абсолютной влажности воздуха и др.).

6. Определены и тщательно проверены на независимом материале параметры двухфакторных и однофакторных локальных и региональных формул интенсивности таяния снега и льда в условиях Средней Азии и Кавказа.

7. Получена универсальная функция ослабления таяния снега и льда под морской различной толщины и предложен способ расчета среднего слоя морены на конках ледников.

8. Получены практические региональные решения и формулы для определения дат начала и конца периода абляции, пространственно-временной изменчивости альбедо различных типов поверхности снега и льда, времени восхода и захода солнца на ледниках, прямой радиации и суммарной радиации в реальных условиях облачности.

9. Разработаны региональные методы расчета интегрального за период абляции коэффициента стока с учетом максимальной высоты сезонной снеговой границы на ледниках и раздельного определения объема ледникового стока, формирующегося на языках и в фирновых областях ледников.

Расчеты многолетних рядов объемов суммарного таяния ледников и ледникового стока были выполнены в бассейнах рек Малая Алмаатинка, Алаарча, Талас, Пскем, Исфара, Зеравшан (Матта), Коксу (ледник Абрамова), Сарыджас, Муксу, Сельдара. Сопоставление непосредственных измерений отдельных составляющих и суммарного таяния в целом в группе Тулуксуйских ледников за 1967—1974 гг. и на леднике Абрамова за 1968—1975 гг. с результатами расчета показало хорошее их совпадение.

С целью изучения возможностей применения разработанного автором метода расчета суммарного таяния ледников за пределами горной территории Средней Азии было выполнено опреде-

лешие месячных объемов таяния льда, фирна, зимнего и летнего снега на ледниках Большого Кавказского хребта в бассейнах рек Терек за 1950—1974 гг. и Ингури за 1951—1975 гг. Анализ полученных результатов показал в обоих случаях хорошее согласование между объемами таяния и ледникового стока в отдельных районах гляциальных областей бассейнов рек Терек и Ингури.

Итогом анализа и обобщения полученных автором данных о внутrigодовом и многолетнем ходе суммарного таяния ледников V_M и ледникового стока $W_{гд}$ являются следующие новые результаты.

а) Получены региональные зависимости и аналитические выражения для определения доли ледникового питания в годовом и сезонном стоке рек Средней Азии и Кавказа, а также для расчетов коэффициента вариации ледникового стока и продолжительности периода таяния льда, определена величина отклонения коэффициентов асимметрии и вариации.

В общем виде рассмотрены закономерности пространственной изменчивости коэффициента вариации многолетних рядов ледникового стока $C_v(W_{гд})$ в бассейнах рек Средней Азии. Показано, что зависимость $C_v(W_{гд})$ от высоты местности является возрастающей функцией.

С помощью перечисленных формул нетрудно рассчитать кривую распределения ледникового стока в любом бассейне Средней Азии, что существенно упрощает региональные исследования гидрологического режима пледенения. Эти же формулы использованы для построения карт распределения по площади бассейнов рек Памиро-Алая доли ледникового питания в годовом стоке и коэффициентов вариации ледникового стока.

б) Определены ординаты жоржированных интегральных разностных кривых для годовых объемов суммарного таяния ледников и ледникового стока в бассейнах рек Средней Азии. Установлена продолжительность маловодной и многоводной фаз в многолетнем режиме V_M и $W_{гд}$, выявлена синхронность резких пика в гидрологическом режиме пледенения.

в) Расчет многолетних рядов такой важнейшей характеристики режима гляциальных областей как максимальная высота $Z_{ликс}$ сезонной снеговой границы на ледниках впервые позволил разработать методику долгосрочного прогноза $Z_{ликс}$.

В общем виде поставлена и решена задача долгосрочного прогноза суммарного таяния ледников и ледникового стока. Определены бассейны рек Средней Азии, где эффективным предиктором для прогноза ледникового стока является сумма зимне-весенних осадков. Получены зависимости и формулы для раздельного прогноза ледниковой и снеговой составляющих стока всетатусного периода. Рассмотрены возможности прогноза V_M и $W_{гд}$ на основе уравнений авторегрессии и множественной регрессии.

г) Разработана численная модель оптимального искусственного воздействия на таяние всего множества ледников в бассейне с целью увеличения объема стока. В модели предусматривается

минимизация отрицательных последствий от воздействия для естественного режима ледников, использован ряд новых зависимостей, обеспечивающих повышение экономической эффективности мероприятия. Реализация модели в бассейнах рек Средней Азии позволила впервые разработать метод долгосрочного прогноза возможного дополнительного объема ледникового стока при искусственном усилении таяния ледников.

Для выполнения всех численных процедур автором разработаны комплекс программ и алгоритмы для ЭВМ, обеспечивающих автоматизированное определение внутrigодового (май—октябрь) и многолетнего режима декадных и месячных объемов таяния зимнего и летнего снега, фирна, обремененного льда в льда под кореной в произвольной гляциальной области Средней Азии. Особенности климата, рельефа и осадочности в каждом конкретном бассейне учитываются на стадии подготовки данных для ЭВМ.

Для придания методу расчета таяния ледников большей универсальности предусмотрено, что входной информацией являются в основном данные стандартных измерений температуры воздуха, облачности, осадков на сети метеорологических станций и материалы по морфометрии ледников, содержащиеся в Каталоге ледников СССР. Все дополнительные параметры, необходимые для выполнения счета на ЭВМ, определяются заранее и составляют часть входной информации с тем, чтобы полностью исключить зависимость вычислительного процесса от любых параллельных измерений на ледниках.

- Ab — процесс и годовой объем абляции (единицы объема или массы)
 $Ак$ — процесс и годовой объем аккумуляции на ледниках (единицы объема или массы)
 A_{κ} — альbedo поверхности льда или снега в коротковолновой части спектра солнечной радиации (проценты или доли единицы)
 $A_{\kappa\lambda}$ — альbedo искусственно запыленной поверхности льда или снега
 $\Delta A_{\kappa}, \epsilon f$ — эффект изменения альbedo снега или льда в результате запыления поверхности (проценты или доли единицы)
 B — годовой баланс аккумуляции и абляции на ледниках (единицы объема или массы)
 B_{κ} — дневная сумма или интенсивность коротковолновой солнечной радиации, поглощенной поверхностью
 B_{λ} — дневная сумма или интенсивность баланса длинноволнового излучения поверхности и проинтегрированного излучения атмосферы
 ΔB_{κ} — изменение поглощенной радиации B_{κ} после искусственного запыления поверхности
 C_n — балл нижней облачности
 C_o — балл общей облачности
 C_p — коэффициент вариации
 C_s — коэффициент асимметрии
 $C_p(W_{\text{сл}})$ — коэффициент вариации ледникового стока
 $C_p(T_{\lambda})$ — коэффициент вариации продолжительности периода таяния льда на ледниках
 c_p — удельная теплоемкость воздуха при постоянном давлении
 c_s — удельная теплота плавления льда
 D — дневная сумма или интенсивность рассеянной радиации
 $d_{\text{пр}}$ — календарная дата начала расчетного периода
 $d_{\text{кр}}$ — календарная дата конца расчетного периода
 $d_{\text{на}}$ — календарная дата начала периода таяния льда
 $d_{\text{кз}}$ — календарная дата конца периода таяния льда; в региональной модели процесса суммарного таяния ледников $d_{\text{на}}$ и $d_{\text{кз}}$ выражаются числом дней с начала гидрологического года

$\frac{\partial T}{\partial z}$ — вертикальный градиент абсолютной температуры воздуха

$\frac{\partial q^*}{\partial z}$ — вертикальный градиент удельной влажности воздуха

E — суточная величина или интенсивность испарения

E_a — длинноволновое излучение атмосферы, направленное к поверхности земли

E_s — длинноволновое излучение земли

E_{∞} — эффективное излучение

e — упругость водяного пара

F_{κ} — площадь снежного покрова на леднике

$F_{\text{ло}}$ — площадь льда и фирна на леднике

$f_1(C)$ — функция ослабления суммарной солнечной радиации в зависимости от баллов облачности

$f_2(C)$ — функция прироста эффективного излучения в зависимости от баллов облачности

$\bar{H}_{\kappa}$ — средняя толщина снежной морены на конце ледника

h_{λ} — изометрические высоты поверхности ледника вследствие таяния

h_c — толщина слоя морены на поверхности ледника

$h_{\text{с}}$ — угловая высота солнца

h — относительная влажность воздуха

$I_{\text{аб}}$ — индекс абляции — некоторая характеристика, имеющая генетическую и статистическую связь с годовой абляцией на ледниках (например, аномалия суммы температур воздуха за летние месяцы)

$I_{\text{ак}}$ — индекс аккумуляции — некоторая характеристика, имеющая генетическую и статистическую связь с годовой аккумуляцией на ледниках (например, аномалия суммы зимне-весенних осадков)

I_B — индекс баланса. Равен алгебраической сумме индексов аккумуляции и абляции

I — прямая солнечная радиация на перпендикулярную поверхность

I' — прямая солнечная радиация на горизонтальную поверхность

I_0 — метеорологическая солнечная постоянная

$K_{\text{в}}, K_o$ — коэффициенты турбулентного переноса тепла (θ) и влаги (e)

$K_{\text{вр}}$ — модульный коэффициент годового объема ледникового стока

L — удельная теплота фазового перехода

l — толщина деятельного слоя на поверхности

M — интенсивность таяния
 $M(B, \theta)$ — интенсивность таяния как функция плотности радиации и температуры воздуха
 $M(r, f)$ — интенсивность таяния как функция вектора r , характеризующего пространственное положение точки на леднике
 $\bar{M}_{10}$ — определенная по эмпирической формуле средняя за декаду интенсивность таяния
 $\bar{M}_{12}$ — то же в среднем за месяц
 M_s — интенсивность таяния запыленной поверхности ледника
 $M(h_s)$ — интенсивность таяния льда под слоем моренной толщиной h_s
 $\bar{M}_{12}(\Delta z, t)$ — средняя интенсивность таяния летнего снега на леднике в интервале Δz
 N_{12} — множество ледников, расположенное в пределах некоторого речного бассейна
 Q_k — радиационный баланс деятельного слоя
 Q_a — турбулентный поток тепла в приледниковом слое воздуха
 Q_e — турбулентный перенос тепла с водяным паром
 Q_d — выделение тепла жидких осадков на поверхность ледника
 Q_k — кондуктивный перенос тепла из деятельного слоя вглубь ледника
 Q_f — расход тепла на нагревание деятельного слоя до точки плавления
 Q_{Σ} — суммарная радиация при отсутствии облачности
 q — сумма атмосферных осадков
 $\bar{q}_x(\Delta z, t)$ — средний слой снежноталового летнего снега в интервале высот Δz
 q_s — слой твердых атмосферных осадков
 R — радиационный баланс на поверхности ледника
 r — вектор, характеризующий положение точки на поверхности ледника
 r_{xx} — автокорреляционная функция процесса $x(t)$
 S — площадь ледника
 $s(z)$ — функция распределения площади ледника в зависимости от высоты
 S_c, S_{10} — площадь сплошной морены на поверхности ледника
 S_o — площадь открытого льда
 S_f — площадь фирна
 S_{12} — площадь поверхности ледника покрытая зимним снегом
 S_{12} — площадь поверхности ледника покрытая летним снегом

S_{12} — общая площадь ледников в пределах некоторого речного бассейна
 S_{10} — площадь бассейна, расположенная выше замыкающего гидротвора
 S_k — площадь языка ледника, расположенная между высотами конца ледника и средней границы питания
 S_r — площадь области питания ледника, расположенная между высоты начала ледника и средней границы питания
 T_n — абсолютная температура поверхности ледника ($^{\circ}\text{K}$)
 T_{200} — абсолютная температура воздуха на высоте 200 см
 T_1 — продолжительность суток, равная 1440 мин
 T_2 — продолжительность года, равная 365 сут
 T_{Σ} — дневная продолжительность солнечного сияния
 T_s — период суммирования осадков, обусловленный заблаговременностью прогноза суммарного таяния и ледникового стока
 T_s — продолжительность периода таяния льда
 t — время в течение года
 t_1 — время в течение суток
 u — скорость ветра
 $f(u)$ — ветровая функция
 V_M — суммарный объем таяния за период май—октябрь для всего множества ледников в некотором бассейне реки. Включает объемы таяния льда под мореной, открытого льда, старого фирна, зимнего и летнего снега
 V_M, W_{12} — суммарный объем ледникового стока за период май—октябрь, что почти эквивалентно годовому стоку. Включает объемы таяния льда под мореной, открытого льда и старого фирна
 V_M — суммарный объем таяния на площади S_k языка ледника
 V_M — суммарный объем таяния на площади S_r области питания
 $\bar{V}_M, \bar{V}_M$ — прогнозируемые величины суммарного таяния ледников и ледникового стока
 V_M, V_n — суммарные за период май—октябрь объемы таяния
 V_f, V_{12}, V_{12} — льда под мореной (лм), открытого льда (л), старого фирна (ф), зимнего (zc) и летнего снега (lc)
 v_{12} — суммарный объем таяния сезонного снега на леднике за время от максимума аккумуляции до начала таяния льда на конце ледника

- v_{Σ} — суммарный объем таяния сезонного снега на леднике за время от начала до окончания периода таяния льда на конце ледника
- v_{Σ_2} — суммарный объем таяния сезонного снега на леднике за время от окончания периода таяния льда до конца расчетного периода
- $V_{\Sigma}(t), V_{\Sigma_2}(t)$ — суммарные объемы таяния для всего множества ледников. Размерность — объем в единицу времени
- $v_{\Sigma_1}(t), v_{\Sigma_2}(t), v_{\Sigma_3}(t), v_{\Sigma_4}(t), v_{\Sigma_5}(t), v_{\Sigma_6}(t)$ — отдельные составляющие суммарных объемов $V_{\Sigma}(t)$ и $V_{\Sigma_2}(t)$. Размерность — объем в единицу времени
- W, W_{Σ} — объем стока в бассейне за год или сезон
- W_{Σ_1} — объем ледникового стока в бассейне
- W_{Σ_2} — сезонная снеговая составляющая общего стока
- W_{Σ_3} — объем стока с площади языка ледника
- W_{Σ_4} — объем стока с площади области питания
- W_{Σ_5} — суммарный объем стока с площади гляциальной области
- $Z_{\max}$ — максимальная высота сезонной снеговой границы на леднике
- Z_0 — абсолютная высота начала ледника
- Z_1 — абсолютная высота конца ледника
- Z_{Σ_1} — средняя минимальная абсолютная высота фирновой границы на леднике
- Z_{Σ_2} — абсолютная высота верхней границы сплошной морены на леднике
- $Z_{\Sigma_3}(t), Z_{\Sigma_4}(t), Z_{\Sigma_5}(t), Z_{\Sigma_6}(t)$ — текущая абсолютная высота границы сезонного снежного покрова на леднике
- $\Delta Z_{\max}$ — максимальное превышение снеговой границы над боком ледника
- z — вертикальная координата
- $\bar{z}$ — средняя взвешенная по площади абсолютная высота участка поверхности ледника
- z_y — характеристика шероховатости поверхности
- α — уклон поверхности ледника
- α_y — коэффициент поглощения радиации
- α_f — характеристика фракционного состава утолщенной пыли
- β_0 — коэффициент, характеризующий увеличение скорости движения снеговой границы на леднике после искусственного запыления его поверхности
- β, β_1 — коэффициенту поглощения тепла в слое морены
- γ_0 — вертикальный градиент температуры воздуха
- δ — склонение солнца
- δ_{Σ_1} — вклад индекса абляции в описание дисперсии стока за июнь—сентябрь

- δ_{Σ_2} — вклад индекса аккумуляции в описание дисперсии стока за июль—сентябрь
- δ_{Σ_3} — вклад ледникового питания в годовой сток в бассейне реки
- δ_{Σ_4} — вклад ледникового питания в сезонный сток $(V_1 - IX)$ в бассейне реки
- η — интегральный коэффициент стока для суммарного объема таяния
- η_1 — коэффициент стока для суммарного объема таяния на площади языка ледника
- η_2 — коэффициент стока для суммарного объема таяния на площади области питания
- θ — температура воздуха
- $\theta(z, t)$ — внутригодовой ход температуры воздуха на высоте z
- κ — излучательная способность поверхности снега и льда
- κ_1 — коэффициент, характеризующий относительный вклад потоков тепла (кроме поглощения радиации B_0) в уравнение теплового баланса
- λ — интегральная характеристика прозрачности атмосферы
- ρ — плотность
- σ^2 — квадрат суммарного коэффициента корреляции
- σ — среднеквадратическое отклонение
- σ^2 — дисперсия
- σ_1 — постоянная Стефана—Больцмана
- $\tau_{\Sigma_1}, d_{\Sigma_1}$ — дата начала периода таяния льда на конце ледника
- $\tau_{\Sigma_2}, d_{\Sigma_2}$ — дата окончания периода таяния льда на конце ледника
- τ_1 — часовой угол солнца
- τ_2 — время восхода солнца над линией горизонта
- τ_3 — время захода солнца за горизонт
- φ — географическая широта
- ψ — средняя ориентация ледника
- ω — средний суточный расход воды
- ω_{10} — средний декадный расход воды
- Φ — функция устойчивости вертикального распределения метеорологического элемента (температура воздуха, влажность воздуха, скорость ветра) в приземном слое

Глава I

Физико-статистическая региональная модель процесса таяния для всего множества ледников в бассейне реки

1.1. Общая характеристика проблемы и пути ее решения

Сформулируем вначале ряд общих положений, необходимых для уточнения постановки задачи моделирования процесса суммарного таяния ледников и ледникового стока в бассейнах рек Средней Азии.

1. Ледники представляют собой многолетние цельные природные образования, состоящие из льда и фирна. Лед — это твердое кристаллическое вещество с постоянной плотностью порядка 0,90—0,91 г/см³. Фирном называется снег возрастом от 1 года и более с широким диапазоном колеблющейся плотности. На поверхности ледника существует четкая граница между областями преобладающего распространения льда и фирна.

2. Внутригодовой гидрологический режим ледника включает периоды преимущественной аккумуляции и абляции сезонного снежного покрова на поверхности ледника и период абляции льда и фирна. Продолжительность периодов аккумуляции и абляции сезонного снега для любой элементарной площадки на поверхности ледника зависит от ее планово-высотных координат. Во внутригодовом ходе процессов аккумуляции и абляции сезонного снежного покрова на любой элементарной площадке имеет место последовательная смена максимума и минимума этих процессов. Процесс абляции льда и фирна может прерываться в результате образования временного снежного покрова на поверхности ледника. Линией раздела между областями абляции льда и фирна и сезонного снежного покрова является снеговая граница на поверхности ледника.

3. В результате многолетних колебаний интенсивности и продолжительности процессов аккумуляции и абляции сезонного снежного покрова на поверхности ледника площади, где имеет место абляция льда и фирна, изменяются от нуля до всей поверхности ледника.

4. Ледниковое питание реки формируется в результате таяния льда и фирна в течение интервала времени, когда высота сезонной снеговой границы превышает отметку конца ледника. Сток от таяния сезонного снега на поверхности ледника относится к сезонному снеговому питанию реки. Такая трактовка понятия «ледниковый сток» обусловлена тем, что объем таяния льда и фирна не является элементом годового баланса твердых атмосферных осадков на поверхности водосбора.

С учетом сформулированных выше положений запишем общие выражения для определения суммарных объемов таяния сезон-

ного снега v_n и льда и фирна $v_{лф}$ за соответствующие периоды преобладающей абляции:

$$v_n = \int_{t_0}^{t_n} \int_{F_n} M(r, t) dF_n dt \quad (1.2)$$

и

$$v_{лф} = \int_{t_{лф}}^{t_{лф}} \int_{F_{лф}} M(r, t) dF_{лф} dt, \quad (1.3)$$

где t_0 и t_n — моменты максимальной аккумуляции, разделенные во времени периодом преимущественной абляции; F_n — площадь сезонного снежного покрова на леднике; M — интенсивность таяния; r — вектор, характеризующий пространственное положение точки на леднике; $t_{лф}$ и $t_{лф}$ — моменты начала и окончания таяния льда и фирна; $F_{лф}$ — площадь льда и фирна; dF_n и $dF_{лф}$ — элементарные площадки на поверхности снега и льда и фирна.

Поскольку площади F_n и $F_{лф}$ в течение периодов $t_n - t_0$ и $t_{лф} - t_{лф}$ являются однозначными функциями высоты сезонной снеговой границы $Z_{сн}$ на леднике, выражения (1.2) и (1.3) можно записать в форме, более удобной для численного интегрирования. Так, для интервала времени, когда $Z_{сн} < Z_n$, т. е. от момента минимума аккумуляции сезонного снега на леднике до начала периода абляции льда и фирна

$$v_n(t_n) = \int_{t_0}^{t_n} \int_{Z_n}^{Z_n} M(z, t) \frac{dF}{dz} dz dt \quad (1.4)$$

при $Z_n < Z_{сн}(t) \leq Z_n$ или в течение периода абляции льда и фирна

$$v_{лф}(t_{лф}) = \int_{t_{лф}}^{t_{лф}} \int_{Z_{сн}(t_{лф})}^{Z_n} M(z, t) \frac{dF}{dz} dz dt, \quad (1.5)$$

$$v_{лф}(t_{лф}) = \int_{t_{лф}}^{t_{лф}} \int_{Z_n}^{Z_{сн}(t_{лф})} M(z, t) \frac{dF}{dz} dz dt \quad (1.6)$$

и после окончания периода абляции льда и фирна, когда постоянно сохраняется условие $Z_{сн}(t) < Z_n$

$$v_{лф}(t_n) = \int_{t_{лф}}^{t_n} \int_{Z_n}^{Z_n} M(z, t) \frac{dF}{dz} dz dt. \quad (1.7)$$

В выражениях (1.4) — (1.7) Z_n и Z_n — абсолютные высоты соответственно конца и начала ледника.

Поскольку интегрирование по x и t для отдельного ледника, а тем более их множества в пределах бассейна реки даже в упрощенных формулах (1.4) — (1.7) возможно только численными методами, замкнутой системы методов определения для множества ледников пространственно-временной изменчивости дат начала и конца периода таяния льда и фирна, интенсивности таяния снега, льда и фирна, высот сезонной снеговой границы и площадей различных типов поверхности ледника в течение периода $t_{\text{ли}} - t_{\text{м}}$ будем называть далее физико-статистической региональной моделью процесса таяния и ледникового стока.

Степень приближения модели гидрологического режима определяется в данном случае объективными причинами: уровнем изученности пространственно-временной изменчивости основных факторов, от которых зависит интенсивность таяния, полнотой и репрезентативностью исходной метеорологической информации об условиях таяния и сведениям по морфометрии ледников, образующих гляциальную область.

Хорошо известно, какой сложной и пестрой в условиях резко расчлененного рельефа становится картина распределения осадков, облачности, атмосферной циркуляции, солнечной радиации, температуры воздуха и других метеорологических элементов. Пока что бассейны рек Средней Азии, где сосредоточены основные площади современного оледенения, в метеорологическом отношении охарактеризованы крайне недостаточно. Подавляющее большинство станций Госкомгидромета, предоставляющих режимные метеорологические наблюдения, расположено до высот не более 2000 м над уровнем моря. В диапазоне высот от 2000 до 3000 м таких станций всего лишь около 40 на всю горную территорию Средней Азии, а выше 3000 м количество метеорологических стационаров составляет только 23.

Условия существования оледенения Средней Азии изучены также неравномерно. Если сейчас на равнине и в предгорьях на всех реках и каналах ведется учет стока и водопользования, то о режиме многолетних запасов снега и льда в областях питания рек нередко имеются приближенные, неполные или устаревшие сведения. Недостаток данных непосредственных измерений на ледниках особенно ощущается в бассейне р. Нарын, на восточном и юго-западном Памире, в хребтах Заалайском, Петра Первого, Дарвазском, Язгулемском и др.

Основным источником данных о количестве, расположении и морфометрии ледников Средней Азии являются выпуски 13 и 14 томов «Каталога ледников СССР». При составлении каталогов ледников широко используются аэрофотосъемка и крупномасштабные карты, поэтому они неплохо отражают количественную картину современного оледенения. Весьма существенным недостатком этой картины является ее статичность и ограниченность состава характеристик ледников.

Таким образом, оценки обеспеченности исходной информацией, которая необходима для расчета процесса $M(r, t)$, показывают,

что для получения решения, пригодного для широкого использования, требуется некоторое упрощение первоначальной постановки задачи.

Качество расчета $v_{\text{л}}, v_{\text{ф}}$ и диапазон применимости искомой методики в целом во многом зависят от способа определения интенсивности таяния. Физическая сторона процесса таяния и преобразования энергии на поверхности снега и льда в настоящее время представляется достаточно ясной.

Обобщения результатов непосредственных измерений составляющих теплового баланса на поверхности ледников Средней Азии и других горных стран содержатся в работах [16, 26, 28, 59, 87, 110, 132, 144, 153—156, 165, 181, 197, 201, 232, 244, 245] и многих других, которые невозможно здесь перечислить. Немало исследователей в СССР и за рубежом рассматривают в своих работах способы пространственной экстраполяции метеорологических элементов, необходимых для расчета компонентов теплового баланса в горных условиях.

Анализ этих работ показывает, что использование уравнения теплового баланса для оперативных расчетов таяния в гляциальных областях является нецелесообразным из-за недостатка или отсутствия исходной метеорологической информации (температура поверхности, влажность и прозрачность воздуха, продолжительность солнечного сияния и т. д.), слабой изученности процесса турбулентного переноса тепла и влаги в приледниковом слое воздуха, исключительной сложности ветрового режима в высокогорных долинах.

В этой ситуации для построения модели режима оледенения вполне очевидной становится необходимость:

- получения статистическими методами эмпирических формул интенсивности таяния, учитывающих относительную значимость компонентов теплового баланса и пригодных для широкого применения в условиях оледенения Средней Азии;
- использования при выводе эмпирических формул осредненных значений функции и аргументов с целью снижения случайных ошибок измерений;

- суммирования рассчитанных значений $V_{\text{л}}(t)$ за интервалы времени от декады до месяца — также для элиминирования погрешностей.

Гляциальные области в бассейнах рек Средней Азии состоят из десятков и сотен ледников самых различных форм, размеров, с произвольным расположением, широким диапазоном микро- и мезомасштабностей режима аккумуляции и абляции. В связи с этим важнейшей частью региональной модели гидрологического режима оледенения является специально изученный вопрос о получении суммарных величин таяния для всего множества $N_{\text{г}}$ ледников, образующих гляциальную область. При этом заранее ясно, что раздельное вычисление $v_{\text{л}}$ и последующее наложение результатов — неэффективный и практически нереализуемый путь.

В дополнение к уже упомянутым наиболее крупным ледовым задачам следует назвать: а) вопросы трансформации объемов суммарного таяния в гляциальных областях в ледниковый сток, б) разработку методов долгосрочного прогноза ледникового стока, в) определение для оледенения Средней Азии статистических параметров (среднее, коэффициент вариации и коэффициент асимметрии), характеризующих многолетние колебания суммарного таяния ледников и ледникового стока в бассейнах рек региона, г) численное моделирование искусственного воздействия на таяние ледников с целью получения дополнительного объема ледникового стока.

Длительное время оценки вклада ледниковых вод как источника питания рек Средней Азии определялись путем анализа составляющих уравнения среднего многолетнего годового водного баланса. Результаты расчетов средних величин ледникового питания и стока приводятся в работах В. Л. Шульца [221], А. О. Кемериха [93, 94], Б. А. Камалова [86], А. С. Петиншикова [230], А. Н. Кренке [141] и других авторов. Хотя проработки этих исследований несомненно заслуживают положительной оценки, тем не менее определение одного лишь параметра гидрологического режима оледенения Средней Азии в настоящее время явно недостаточно. Как уже было отмечено ранее, для научных и практических целей необходимы: средние значения V_{Σ} и W_{Σ} за год и отдельные месяцы абляционного периода, коэффициенты вариации и асимметрии, авто- и кросскорреляционные функции элементов гидрологического режима.

Наиболее перспективным способом изучения и количественной оценки таяния и ледникового стока как элементов режима гляциальной области является разработка математических моделей, учитывающих структуру уравнений теплового и водного баланса в ледниковых бассейнах и пространственно-временную изменчивость интенсивности процессов аккумуляции и таяния снега и льда. Принципиальное отличие математических моделей от упомянутых ранее методов расчета V_{Σ} и W_{Σ} состоит в том, что в модели рассматривается замкнутая система уравнений и гипотез, последовательно описывающих основные этапы процесса формирования стока.

1.2. Статистическая модель гляциальной области для расчета суммарного таяния ледников

Современное оледенение в бассейнах рек Средней Азии и других горных стран состоит из десятков и сотен ледников разнообразных размеров и форм. Наряду с изучением режима отдельных объектов, основной проблемой гляциогидрологии является получение оценок, характеризующих элементы режима всего множества ледников или гляциальной области в пределах некоторого бассейна реки. Определение внутригодового и многолетнего режима гляциальных областей естественно должно учитывать все основ-

ные особенности и закономерности процессов аккумуляции и абляции, установленные на отдельных ледниках. Это положение представляет собой научную основу разработанного автором метода расчета суммарного таяния ледников как одного из элементов режима гляциальных областей Средней Азии [119, 121].

Региональная постановка проблемы потребовала соответствующей исходной информации, решений и методов для описания процесса таяния на всей площади дискретного множества ледников. Независимо от варианта решения в целом проблемы расчета внутригодового и многолетнего режима суммарного таяния одним из принципиальных вопросов является обобщение морфометрических показателей множества ледников.

Разработанная автором статистическая модель гляциальной области [117, 123] представляет собой количественную форму типизации в однородных районах гляциальной области основных морфометрических показателей множества отдельных объектов: площади ледника и площади жорены, индивидуального распределения площади в зависимости от высоты, отметок начала и конца ледника, фирновой границы, верхней границы сплошного хребтового покрова, средних значений ориентации и уклона поверхности ледника.

Метод типизации обеспечивает получение на типичном объекте или «среднем леднике» данных о внутригодовом и многолетнем режиме суммарного таяния, относящихся ко всему множеству ледников в пределах рассматриваемого бассейна реки. Достоинством метода типизации является также возможность применения результатов расчета таяния для анализа характеристик режима ледников, зависящих от соотношения площадей аккумуляции и абляции. Например, процесс ледникового стока.

Рассмотрим далее в общем виде статистическую модель гляциальной области для расчета суммарного таяния ледников и результаты численного эксперимента, характеризующего качество модели.

Сначала запишем полное выражение суммарного объема таяния в момент t на поверхности некоторого ледника:

$$v_{\Sigma}(t) = \int M(r, t) dF, \quad (1.8)$$

где $v_{\Sigma}(t)$ — суммарный объем таяния, размерность которого — объем в единицу времени; M — интенсивность таяния; r — вектор, характеризующий пространственное положение точки на леднике (включает планово-высотные координаты, ориентацию и уклон поверхности ледника); F — площадь ледника.

Определение $v_{\Sigma}(t)$ по полному выражению (1.8) невозможно ни аналитически, поскольку функция $M(r, t)$ неизвестна, ни численными методами ввиду отсутствия необходимых исходных данных. Для получения практически приемлемого метода расчета

$v_M(t)$ заменим $M(z, t)$ однокерной функцией высоты местности z . Тогда

$$v_M(t)_z = \int_{Z_n}^{Z_n} M(z, t) s(z) dz, \quad (1.9)$$

где Z_n — абсолютная высота начала ледника; Z_n — отметка конца ледника; $s(z)$ — функции распределения площади ледника в зависимости от высоты местности.

Применив к интегралу от произведения двух функций $M(z)$ и $s(z)$ обобщенную теорему о среднем [204], получим

$$v_M(t)_z = M(\bar{z}, t) \int_{Z_n}^{Z_n} s(z) dz, \quad (1.10)$$

а поскольку

$$\int_{Z_n}^{Z_n} s(z) dz = S, \quad (1.11)$$

то

$$v_M(t)_z = M(\bar{z}, t) S, \quad (1.12)$$

где $\bar{z}$ — некоторая высота в интервале Z_n, Z_n ; S — общая площадь ледника.

Перейдем затем от единичного ледника к их однородному подмножеству $n_k \geq 1$ из множества $N_{\text{гп}} \geq 2$. Множество ледников $N_{\text{гп}}$, состоящее из одного или нескольких однородных внутри себя подмножеств, называется гляциальной областью и некоторым речным бассейном

$$N_{\text{гп}} = n_1 + n_2 + \dots + n_k. \quad (1.13)$$

Общее упрощенное выражение суммарного объема таяния ледников в момент времени t и целом для гляциальной области имеет вид

$$V_M(t) = n_1 \frac{1}{n_1} \sum_{i=1}^{n_1} M(\bar{z}_i, t) S_i + n_2 \frac{1}{n_2} \sum_{i=1}^{n_2} M(\bar{z}_i, t) S_i + \dots + n_k \frac{1}{n_k} \sum_{i=1}^{n_k} M(\bar{z}_i, t) S_i, \quad (1.14)$$

где

$$\frac{1}{n_k} \sum_{i=1}^{n_k} M(\bar{z}_i, t) S_i = \overline{M(\bar{z}, t) S_k} = \bar{W}_k \quad (1.15)$$

представляет собой средний суммарный объем таяния в подмножестве n_k .

В итоге, учитывая (1.15), для определения суммарного объема таяния ледников в гляциальной области получаем:

$$V_M = n_1 \bar{W}_1 + n_2 \bar{W}_2 + \dots + n_k \bar{W}_k. \quad (1.16)$$

Выражение (1.15) для $\bar{W}_k$ является средним произведением двух переменных, которое, согласно известной [21] теореме умножения математических ожиданий, равно:

$$\bar{W}_k = \bar{M}_k(\bar{z}) \bar{S}_k + \text{cov } M_k S_k, \quad (1.17)$$

где $\text{cov } M_k S_k$ — корреляционный момент переменных M_k и S_k . Вполне очевидно, что

$$\text{cov } M_k S_k = 0, \quad (1.18)$$

поскольку интенсивность таяния $M_k(\bar{z})$ никоим образом не зависит от размеров площади ледника. Тогда вместо (1.17) запишем

$$\bar{W}_k = \bar{M}_k(\bar{z}) \bar{S}_k, \quad (1.19)$$

где математическое ожидание S_k определяется весьма просто по данным о площадях отдельных ледников:

$$\bar{S}_k = \frac{1}{n_k} \sum_{i=1}^{n_k} S_i. \quad (1.20)$$

Для нахождения математического ожидания другого сомножителя в формуле (1.19) представим интенсивность таяния на высоте z , как это часто делается в гляциологических расчетах, в виде линейной функции температуры воздуха Θ :

$$M(z) = a\Theta(z) + b, \quad (1.21)$$

где a и b — параметры. Как известно [21], математическое ожидание M_0 линейной функции равно той же линейной функции от математического ожидания аргумента. В данном случае —

$$M_0[M(z)] = a M_0[\Theta(z)] + b, \quad (1.22)$$

а поскольку температура воздуха в свою очередь является линейной функцией высоты местности

$$\Theta(z) = \Theta(z_0) - \gamma(z - z_0) \quad (1.23)$$

(здесь $\Theta(z_0)$ — известная температура воздуха на высоте z_0 , γ — вертикальный градиент температуры), математическое ожидание $\Theta(z)$ находим так же, как для $M(z)$, т. е.

$$M_0[\Theta(z)] = \Theta(z_0) - \gamma M_0(z - z_0). \quad (1.24)$$

Подставим (1.24) в (1.22), получим

$$M_0[M(z)] = c_k - a\gamma M_0(z), \quad (1.25)$$

где параметр c_M является обобщенной характеристикой коэффициентов a , b , γ и заданного значения $\Theta(z_0)$

$$c_M = a[0(z_0) + \gamma z_0] + b. \quad (1.26)$$

Таким образом, вместо (1.14) и (1.16) получено выражение

$$V_M(t) = n_1 [c_M - a\gamma Mo(\tilde{z}_1)] \bar{S}_1 + n_2 [c_M - a\gamma Mo(\tilde{z}_2)] \bar{S}_2 + \\ + \dots + n_k [c_M - a\gamma Mo(\tilde{z}_k)] \bar{S}_k. \quad (1.27)$$

$$Mo(\tilde{z}_k) = \sum_{i=1}^{n_k} \tilde{z}_i p_i \quad (1.28)$$

(p_i — весовой множитель), которое может быть непосредственно использовано для расчетов суммарного таяния ледников за различные интервалы времени, если известно, что $M(z)$ является линейной функцией высоты. В этом случае, как показано в работе [170], $\tilde{z}$ должно быть средней взвешенной высотой ледника в интервале $Z_n - Z_k$, что обеспечивает равенство

$$M(\tilde{z}) = \frac{1}{Z_n - Z_k} \int_{Z_k}^{Z_n} M(z) dz. \quad (1.29)$$

Параметр c_M в формуле (1.27) определяется сразу для всей гляциальной области применительно к высоте z_0 и в зависимости от параметров в формуле интенсивности таяния и периода определения температуры воздуха на высоте z_0 .

Итак, первый, самый простой, вариант статистической модели гляциальной области для расчетов суммарного таяния ледников состоит всего лишь из двух характеристик: средней площади ледника в некотором подмножестве n_k гляциальной области и математического ожидания средних взвешенных высот ледников в том же подмножестве n_k . Можно показать также, что параметр c_M включает интенсивность таяния на высоте z_0 . Как уже было сказано, формула (1.27) применяется для определения V_M при условии линейности $M(z)$ в интервале $Z_n - Z_k$.

В рассматриваемой формуле для определения суммарного таяния ледников невозможно априори установить, насколько точно выполняется во времени и пространстве условие линейности $M(z)$. Поэтому целесообразно разбить интервал $Z_n - Z_k$ на отдельные части, в которых функция $M(z)$ заведомо была бы линейной. Тогда вместо (1.27) напишем

$$V_M(t) = n_1 \sum_{j=1}^m [c_{Mj} - a\gamma Mo(\tilde{z}_{1j})] \bar{S}_{1j} + n_2 \sum_{j=1}^m [c_{Mj} - a\gamma Mo(\tilde{z}_{2j})] \bar{S}_{2j} + \\ + \dots + n_k \sum_{j=1}^m [c_{Mj} - a\gamma Mo(\tilde{z}_{kj})] \bar{S}_{kj}, \quad (1.30)$$

где m — число частей в интервале $Z_n - Z_k$. Количество этих частей можно принять равным пяти, чтобы определить суммарного объема таяния ледников включало расчет основных составляющих V_M — объемов таяния: 1) льда под мореной (v_{mo}), 2) открытого льда (v_{ol}), 3) старого фирна (v_{of}), 4—5) зимости (v_{ze}) и летнего снега (v_{le}). В формуле (1.30) пересечения $\tilde{z}$ означает среднюю взвешенную высоту в интервале высот для соответствующего типа поверхности ледника.

Для практических определений V_M по формуле (1.30) необходимы [117, 119, 121] следующие сведения по морфометрии ледников: площадь ледника и сплошной морены; распределение площади в зависимости от высоты; абсолютные высоты начала и конца ледника, фирновой границы, верхней границы сплошного моренного покрова; средние взвешенные по площади значения ориентации и уклона поверхности ледника. Все обобщенные выходные характеристики ледников должны быть средними взвешенными по площади, данные по площадям — просто средними.

Комплекс морфометрических показателей, получаемых по данным Каталога ледников СССР, образует портрет «среднего ледника» для каждой из однородных групп ледников в некоторой гляциальной области. Затем характеристики средних ледников используются в расчетах суммарного таяния по формуле (1.30). Очевидно, что методический подход к определению V_M , основанный на понятии «среднего ледника», существенно упрощает и облегчает расчеты суммарного таяния в гляциальных областях, включающих сотни и тысячи ледников.

В качестве примеров статистических моделей в табл. 1.1 приведены морфометрические характеристики средних ледников по районам (группам ледников) гляциальных областей в бассейнах рек Псков, Зервшан (Матча) и Муксу. Включенные в число этих показателей средние взвешенные значения уклона и ориентации ледников определены по методике А. О. Щетинникова [226, 227] и используются для расчета поглощенной солнечной радиации как аргумента формулы интенсивности таяния. Метод расчета средней толщины морены на концах ледников разработан автором [119] и рассмотрен в разделе 2.4.

Методической основой выделения районов-подмножеств в гляциальных областях является условие однородности отдельных участков бассейна в географическом и климатическом отношении. Иногда в бассейнах рек с развитым оледенением необходимо одна или несколько своеобразных районов рассматривать как самостоятельные гляциальные области и выделять в них однородные группы ледников. Ярким примером является бассейн ледника Федченко, который для расчетов таяния выделен в самостоятельную гляциальную область в бассейне р. Муксу. В свою очередь, в бассейне ледника Федченко морфометрические характеристики основных створов ледников Федченко и Беначного настолько своеобразны, что оба этих объекта входят в статистиче-

Морфометрические характеристики среднеледяного по районам гляциальной области в бассейнах рек Пскем, Зеравшан (Матча) и Муксу

№ п/п	Район гляциальной области (группа ледников)	n_k	$\bar{S}_{(n_k)}$ км ²	Z_k м	Z_{100} м	Z_{1000} м	Z_{10000} м	Z_{100000} м	$\bar{H}_0$ (Z _k) м	$\bar{Q}$	ψ°
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Бассейн р. Пскем											
1	ЮВ склоны Улкенского хребта	42	0,454	3,97	3,57	3,87	0,02	3,38	12	18°3'	128°
2	СЗ склоны Майдагстанского хребта	34	0,571	3,31	3,02	3,04	0,02	3,34	12	18°7'	168°
3	ЮВ склоны Майдагстанского хребта	24	0,397	3,34	3,03	3,50	—	—	—	21°7'	118°
4	СЗ склоны Покровского хребта	57	0,534	3,62	3,75	4,57	0,04	3,56	15	20°3'	172°
5	ЮЗ склоны Таласского хребта	9	0,376	3,72	3,25	4,57	—	—	—	19°1'	112°
Бассейн р. Зеравшан											
1	Система ледника Зеравшанского	100	2,19	3,46	4,11	4,84	0,22	3,03	20	18°40'	11°40'
2	Левые притоки р. Матча до устья р. Табашан	145	0,77	3,53	4,01	4,47	0,10	3,09	21	21°34'	175°30'
3	Левые притоки р. Матча от устья р. Табашан до устья р. Фидельский	134	0,25	3,70	3,97	4,37	0,02	3,74	12	24°51'	175°
4	Притоки р. Матча от р. Сабах до д. Зеравшанского	134	0,63	3,76	4,20	4,71	0,07	3,92	22	23°30'	84°
5	Правые притоки р. Матча ниже устья р. Сабах	54	0,30	4,01	4,24	4,50	—	—	—	22°10'	152°

Бассейн р. Муксу

1	Нижнее ледное плато р. Муксу от устья до бассейна р. Сулган	64	2,15	3,45	4,54	5,84	0,05	3,58	6,1	24,5	332
2	Левые притоки р. Муксу от конца л. Фидельского до бассейна р. Сулган	103	1,88	3,78	4,80	6,11	0,11	4,08	11,7	25,0	341
3	Правые притоки р. Муксу от устья до пер. Терганар	91	1,40	3,97	4,77	5,42	0,07	4,25	14,1	23,0	153
4	Правые притоки в верховьях р. Саухей	140	1,30	4,31	5,25	6,30	0,04	4,48	9,3	28,0	109
5	Бассейн р. Калкурган	39	2,68	4,30	4,94	6,58	—	—	—	24,5	25
6	Левые притоки р. Сулган	198	0,80	4,48	4,99	5,58	—	—	—	27,0	31
7	Бассейн р. Баланджик	260	1,01	4,57	5,01	5,50	0,01	4,78	5,3	23,0	24

Бассейн л. Фидельского

1	Осевой ствол л. Фидельского	1	214,0	2,88	4,55	6,83	28,7	3,54	25,3	7,0	300
2	Осевой ствол л. Бивачного	1	32,0	3,40	4,19	6,38	17,6	4,13	78,9	8,5	45
3	Бассейн р. Малый Топишак	31	1,52	3,96	4,90	6,02	0,43	4,62	53,3	28,0	73
4	Группа ледника Кокмезенко—Наурбек	76	1,97	4,11	4,87	5,72	0,23	4,56	24,5	22,0	323
5	Левые притоки л. Бивачного	28	2,55	4,24	5,15	6,73	0,61	4,86	43,7	25,5	82
6	Левые притоки л. Фидельского выше устья л. Бивачного	42	3,58	4,41	4,87	5,06	0,08	4,40	7,7	20,0	45
7	Правые притоки л. Бивачного	23	1,02	4,53	5,13	6,02	0,09	5,26	13,4	32,0	397
8	Правые притоки л. Фидельского	34	3,27	4,71	5,17	6,02	0,07	4,89	6,9	20,0	250

Примечания: n_k — количество ледников в группе; $\bar{S}_{(n_k)}$ — площадь среднего ледника в группе (подморожистые) ледники; Z_k — высота конца ледника; Z_{100} — высота фирмальной границы; Z_{1000} — высота ледяной ледника; Z_{10000} — средняя толщина ледника; $\bar{H}_0$ — средняя толщина ледника; $\bar{Q}$ — средняя толщина ледника; ψ — средняя азимутация.

скую модель гляциальной области бассейна Федченко как самостоятельные подмножества.

Для оценки качества расчетов V_{Σ} в гляциальной области по обобщенным морфометрическим параметрам среднего ледника выполнен следующий численный эксперимент. Сначала по морфометрическим характеристикам каждого ледника были рассчитаны за определенный ряд лет слагаемые суммарного объема таяния 7 ледников в течение мая—октября. Затем для этой группы ледников были определены высотные и площадные показатели сред-

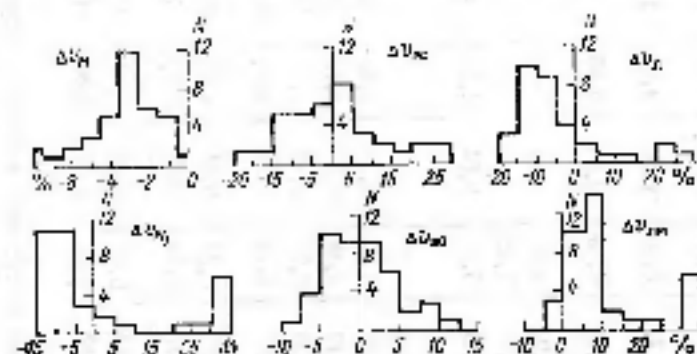


Рис. 1.1. Распределения относительных отклонений объемов V_{Σ} , $V_{\Sigma\text{ж}}$, $V_{\Sigma\text{с}}$, $V_{\Sigma\text{л}}$, $V_{\Sigma\text{н}}$, $V_{\Sigma\text{д}}$, $V_{\Sigma\text{м}}$, полученных на основе статистической модели гляциальной области от аналогичных характеристик, определенных путем суммирования результатов расчета значений для каждого ледника в группе.

него ледника и расчет слагаемых суммарного объема таяния по модели (1.30) был повторен за те же годы.

На рис. 1.1 показаны распределения относительных отклонений слагаемых объема V_{Σ} и их сумм, полученных на основе статистической модели гляциальной области от аналогичных характеристик, определенных путем суммирования результатов расчета для каждого ледника в группе. Сформулируем ряд выводов на основе анализа этих распределений.

1. Распределение повторяемости отклонений относительно модального значения на всех графиках имеет или менее симметричный характер, что указывает на случайность процесса.

2. Значения моды распределений близки к нулю для относительных отклонений объемов таяния зимнего и летнего снега, равны +7% и -7% соответственно для объемов таяния открытого льда и льда под мореной, составляют -10% для суммы объемов $V_{\Sigma\text{ж}} + V_{\Sigma\text{л}} + V_{\Sigma\text{д}}$ и всего лишь -3% для суммы всех пяти слагаемых V_{Σ} .

3. Вид функций распределения и средние значения относительных отклонений для суммарного объема таяния V_{Σ} и его составляющих, полученных с использованием морфометрических сред-

него ледника, подтверждают обоснованность метода статистической модели гляциальной области и вполне удовлетворительное качество расчетов одного из основных элементов режима современного оледенения.

Причины преобладающих отрицательных отклонений с положительными или отрицательными знаками специально не рассматривались. Возможно, наблюдающиеся на рис. 1.1 небольшие систематические завышения или занижения результатов расчета таяния на среднем леднике обусловлены тем, что поглощающая радиация в формуле интенсивности таяния была определена только на одной постоянной высоте, а не для различных значений $\bar{z}_A$.

Выводы

1. Сформулирована проблема определения основных показателей вещественного баланса оледенения, суммарного таяния ледников (V_{Σ}) и ледникового стока ($W_{\Sigma\text{л}}$) в бассейнах рек Средней Азии. В число этих показателей входят: продолжительность периода таяния льда и формирования ледникового стока; максимальная высота сезонной снеговой границы на ледниках; месячные, годовые и средние многолетние объемы V_{Σ} и $W_{\Sigma\text{л}}$; коэффициенты вариации многолетних рядов V_{Σ} , $W_{\Sigma\text{л}}$ и других характеристик их авто- и кросскорреляционные функции.

2. При современной гляциологической и гидрометеорологической изученности высокогорной территории Средней Азии необходимо упрощение полного выражения суммарного таяния на леднике.

В случаях, когда аккумуляция, абляция и другие показатели гидрологического режима оледенения являются функциями высоты местности, одномерная физико-статистическая региональная модель процесса таяния и ледникового стока предусматривает: обобщение морфометрических характеристик для всего множества ледников в бассейне; определение для этого множества дат начала и конца периода таяния льда и фирна; расчет интенсивности таяния снега, льда и фирна; определение высот сезонной снеговой границы и площадей различных типов тающей поверхности ледника в течение гидрологического года.

Перечисленные показатели имеют также самостоятельное значение для анализа, картирования и прогноза элементов гидрологического режима оледенения.

3. Количественной формой обобщения морфометрических показателей множества ледников, разбитого на однородные группы, является статистическая модель гляциальной области. Модель включает: площадь среднего ледника, функцию распределения площади в зависимости от высоты, средние взвешенные по площади отметки высот начала и конца ледника, фирновой границы, верхней границы морены, средний слой морены на конце ледника, средние значения уклона и ориентации поверхности ледника.

Теоретически доказано, что статистическая модель таяния ледяной области существенно упрощает расчеты внутригодового и многолетнего гидрологического режима оледенения. Точность расчета при этом сохраняется весьма высокой.

Глава 2

Методы расчета интенсивности таяния снега и льда

2.1. Уравнение теплового баланса поверхности ледника и формулы интенсивности таяния

Одним из основных элементов методики расчета внутригодового гидрографа объемов суммарного таяния ледников в бассейне реки является определение интенсивности таяния снега и льда $M = M(z, t)$.

В настоящее время для этой цели применяются два способа расчета M : а) численное решение полного или упрощенного уравнения теплового баланса таяния [47—49, 53, 146, 147, 181, 183, 232, 239, 240, 243, 250]; б) определение M с помощью эмпирических формул, имеющих локальное или региональное значение (см., например, [1, 10, 25, 65, 70, 81, 100, 103, 110, 115, 119, 127, 132, 159, 170, 172, 185, 235, 254, 270, 276]).

В качестве исходного выражения для определения расхода энергии на таяние (в кал/см²) за время Δt в деятельном слое толщиной 10—15 см от поверхности ледника приемлем уравнение теплового баланса в следующей форме:

$$\rho c_s h_s = Q_R + (Q_e - Q_s) + Q_f - (Q_k + Q_l), \quad (2.1)$$

$$\rho h_s = M,$$

где ρ — плотность снега или льда; c_s — удельная теплота плавления; h_s — изменение высоты поверхности ледника; Q_R — радиационный баланс деятельного слоя; Q_e — поток тепла в приземном слое воздуха; Q_s — перенос тепла с водяным паром; Q_f — выделение тепла жидких осадков на поверхность ледника; Q_k — кондуктивный перенос тепла из поверхностного слоя в глубину; Q_l — расход тепла на нагревание деятельного слоя до точки плавления.

В таком составе уравнение теплового баланса используется только при экспериментальных исследованиях процесса таяния на леднике и энерго- и массообмена в снежном покрове на элементарных площадках [146, 147, 216, 232, 255].

Более распространенным в исследовательских работах [48, 147, 237, 266] является сокращенный вариант уравнения (2.1):

$$c_s M = Q_R + (Q_e - Q_s) + Q_f \quad (2.2)$$

или еще проще [154]

$$c_s M = Q_R + (Q_e - Q_s). \quad (2.3)$$

Исключение из уравнения (2.1) ряда слагаемых вызвано недостатком исходных данных даже в условиях экспериментальных гляциологических работ и тем, что относительная значимость Q_s , Q_e и Q_f в сравнении с другими членами уравнения (2.1) считается пренебрежимо малой.

В связи с необходимостью выбора оптимального способа определения интенсивности таяния снега и льда на основе ограниченной исходной информации рассмотрим некоторые практические способы расчета составляющих правой части уравнения (2.2).

Радиационный баланс деятельного слоя снега и льда

Включает компоненты коротковолновой и длинноволновой частей спектра излучения за вычетом радиации Q_d , проникающей ниже деятельного слоя:

$$Q_R = B_k + B_\lambda - Q_d, \quad (2.4)$$

где B_k — баланс коротковолновой радиации; B_λ — баланс длинноволновой радиации.

Установлено [48, 110, 147, 231, 232, 266 и др.], что вполне приемлемое качество определений радиационного баланса в исследуемых процессах таяния снега и льда обеспечивают следующие выражения:

$$B_k = Q_0 f_1(C) (1 - A_k), \quad (2.5)$$

$$Q_0 = I + D, \quad (2.6)$$

$$I = \frac{J_0 \sin^2 h_{\theta}}{\sin^2 h_0 + \lambda}, \quad (2.7)$$

$$D = b_r (I_1 - I) \sin h_{\theta}, \quad (2.8)$$

$$f_1(C) = 1 - k_1 C_0 - k_2 C_0^2 \quad (2.9)$$

или

$$f_1(C) = 1 - k_3 (C_0 - C_n) - k_4 C_n \quad (2.10)$$

$$B_\lambda = E_s - E_a, \quad (2.11)$$

$$E_s = \kappa \sigma_1 T_n^4, \quad (2.12)$$

$$E_a = \kappa A \sigma_2 T_{\text{эф}}^4 f_2(C), \quad (2.13)$$

$$A = a_1 + b_1 \sqrt{e}, \quad (2.14)$$

$$f_2(C) = 1 + k_5 C_n + k_6 (C_0 - C_n), \quad (2.15)$$

$$Q_d = B_k e^{-\alpha r}, \quad (2.16)$$

Условные обозначения в формулах (2.5)—(2.16) следующие: Q_0 — суммарная радиация при отсутствии облачности; I — прямая

радиация; D — рассеянная радиация; $f_1(C)$ — функция ослабления Q_0 в зависимости от баллов облачности; A_0 — альбедо; I_0 — солнечная постоянная; h_0 — высота солнца; λ — интегральная характеристика прозрачности атмосферы; C_0 — общая облачность; C_n — нижняя облачность; E_s — длинноволновое излучение поверхности ледника; κ — излучательная способность ($\kappa=1$); σ_1 — постоянная Стефана—Больцмана; E_A — длинноволновое излучение атмосферы; T_0 — абсолютная температура поверхности; T_{200} — абсолютная температура воздуха на высоте 200 см; $f_2(C)$ — функция прироста E_A в зависимости от баллов облачности; A — функция Брента; ρ — удельная теплота плавления льда, 10^3 Па; α — коэффициент поглощения; l — толщина деятельного слоя; b_1, k_1, k_2, a_1, b_1 — эмпирические параметры.

Для определения альбедо в гляциологических расчетах применяются способы: а) характерных средних значений A_n с учетом их пространственно-временной изменчивости [48, 105, 109, 110]; б) математическое моделирование временного хода $A_n(t)$ в зависимости от суточной интенсивности таиния [170, 202, 217]; в) локальных эмпирических зависимостей альбедо от плотности снежного покрова и времени [70, 72, 98, 110, 119, 221, 232, 268].

При использовании этих способов в формул (2.5)–(2.16) для региональных расчетов радиационного баланса на ледниках необходимо описание или в крайнем случае оценка пространственно-временной изменчивости соответствующих эмпирических параметров. В первую очередь это относится к интегральному показателю прозрачности атмосферы λ , коэффициентам k_1+k_2 в функциях облачности на B_1 и B_2 , параметрам в формулах для расчета альбедо.

Турбулентные потоки тепла над ледником

Как известно, исходными для расчета потоков Q_0 и D_0 («активное» и «скрытое» тепло по зарубежным [232, 237, 241, 250, 255] и другим гляциометеорологическим работам) в приледниковом слое воздуха являются следующие выражения:

$$Q_0 = -\rho c_p K_0 \frac{\partial T}{\partial z} \quad (2.17)$$

и

$$Q_0 = -\rho L K_0 \frac{\partial q^*}{\partial z}, \quad (2.18)$$

где ρ — плотность воздуха; c_p — удельная теплоемкость воздуха; L — удельная теплота фазового перехода; K_0 и K_0 — коэффициенты турбулентного переноса; $\frac{\partial T}{\partial z}$ и $\frac{\partial q^*}{\partial z}$ — градиенты абсолютной температуры воздуха и его удельной влажности. В многочисленных работах по расчетам турбулентного переноса в приледниковом слое воздуха аналитические выражения для коэффи-

циентов K_0 и K_0 выводятся на основе законов скорости течения (u_z), шероховатости поверхности (z_0), условия логарифмичности вертикального профиля ветра над поверхностью ледника, функции устойчивости (Φ_z) логарифмического профиля ветра, температуры воздуха и влажности.

Применившись к задаче определения $M(z, t)$ из всех способов расчета Q_0 и Q_0 на основе (2.17) и (2.18) имеет смысл рассматривать только такие, в которых: а) используется массовая исходная информация, б) параметры формул либо достаточно устойчивы, либо могут быть представлены в виде функций координат z, t .

Согласно [48], соответствующие рабочие формулы получаем после замены в (2.17)–(2.18) частных производных конечными разностями. Например,

$$Q_0 = -\rho c_p \frac{K_0}{\Delta z} (T - T_0) \quad (2.19)$$

или

$$Q_0 = \rho c_p f(u) (T - T_0), \quad (2.20)$$

а

$$Q_0 = \frac{0,622 L_0}{P} f(u) (e_s - e), \quad (2.21)$$

полагая, что $K_0 = K_0$, $K_0/\Delta z = f(u)$ является линейной функцией скорости ветра

$$f(u) = a + bu, \quad (2.22)$$

где a и b — эмпирические параметры; в (2.21) P — атмосферное давление. Если определять эти параметры [77, 147, 151, 232] путем одновременных измерений испарения, скорости ветра и удельности водяного пара на высотах z_2 и z_1 (для тающей поверхности ледника $e(z_2) = 6,1 \cdot 10^2$ Па, а $u(z_2) = 0$), то a и b оказываются зависящими [232] от функции устойчивости Φ_u и разности высот $\Delta z = z_2 - z_1$.

Аналогичные (2.20)–(2.21) выражения для расчета Q_0 и Q_0 получены [147, 232, 250, 255, 256, 266] путем интегрирования (2.17), (2.18) от z_1 до z_2 и при условиях, что

$$K_0(z) = \frac{u_* k_1 (z + z_0)}{\Phi_0(z)}, \quad (2.23)$$

$$u_* = u(z) k_2 / \ln(z/z_0), \quad (2.24)$$

$$z \gg z_0, \quad K_0(z) = K_0(z) = \text{const}, \quad \Phi_0(z) = \Phi_0(z) = \text{const}. \quad (2.25)$$

Тогда

$$Q_0 = \alpha_0 (T - T_0), \quad (2.26)$$

где

$$\alpha_0 = \frac{\rho c_p u_* k_1}{\Phi_0 \ln(z/z_0)}. \quad (2.27)$$

Подставив (2.24) в (2.27), учитывая (2.25) и принимая $\Phi_a = -\Phi_c = 1$, получим

$$Q_a = \frac{c_p k_{0a}(z)}{[\ln(z/z_0)]^2} (T - T_0), \quad (2.28)$$

Считая, что в этом выражении член

$$\frac{k_{0a}(z)}{[\ln(z/z_0)]^2} = f_1(u)$$

также является линейной функцией скорости ветра [232], получаем для расчета Q_a и Q_c

$$Q_a = -c_p f_1(u) (T - T_0), \quad (2.29)$$

$$Q_c = \frac{0,622L}{\rho} f_1(u) (e - e_0), \quad (2.30)$$

т. е. такие же выражения, как (2.20) и (2.21). В формулах (2.23) — (2.28) k_0 — константа Кармана.

Практически важным для расчетов Q_a и Q_c является их отношение [235]

$$\frac{Q_a}{Q_c} = \frac{c_p P}{0,622L} \frac{(T - T_0)}{(e - e_0)}, \quad (2.31)$$

которое позволяет определить один из этих потоков тепла, если независимо задать другой [147], или получить [232, 266] простую формулу для расчета Q_c :

$$Q_a = L f_0 f_1(u) (T - T_0), \quad (2.32)$$

$$f_0 = \frac{c_p P}{0,622L} \quad (2.33)$$

— параметр, имеющий локальное значение.

Все рассмотренные здесь упрощенные способы расчета потоков Q_a и Q_c получены в предположении нейтральной стратификации температуры воздуха в приземном слое. В течение периода таяния над поверхностью ледника в подавляющем большинстве случаев наблюдается инверсия. Для учета влияния инверсии на коэффициенты K_a и K_c применяются [86, 232, 237, 255 и др.] поправочные формулы, получаемые на основе теории подобия Монокина — Обухова [174]. Так, при $\Phi_a = \Phi_c$ в работе [232] рекомендованы:

$$f(u) = f_1(u) (1,0 + \alpha Ri_0)^2, \quad (2.34)$$

где

$$Ri_0 = \frac{2g\alpha(T - T_0)}{(T + T_0)u^2} \quad (2.35)$$

— осциллирующее число Ричардсона; g — ускорение свободного падения; α — эмпирический коэффициент, равный 5. В той же работе [232] показано, что вычисление поправочного члена в (2.34) существенно усложняется при $\Phi_a \neq \Phi_c$.

Относительно значимости в энергетическом балансе таяния тепловыделения жидких осадков на поверхности ледника существует мнение [146, 147], что вклад Q_d пренебрежимо мал. Этот вывод использован в настоящей работе при моделировании суммарного таяния ледников Средней Азии. При необходимости расчет Q_d может быть выполнен по приближенной формуле К. Андерсона [232]

$$Q_d = c_d l_p (T_0 - 273,16), \quad (2.36)$$

где c_d — теплоемкость воды; l_p — слой жидких осадков; T_0 — температура смоченного термометра (К) в метеорологической будке.

Как видно, использованные для расчета интенсивности таяния, согласно уравнениям (2.1) — (2.3), возможно более простые и не слишком грубые способы связаны с определением значительного числа эмпирических коэффициентов. Соответствующие локальные численные характеристики приведены во многих работах [16, 20, 48, 119, 147, 154, 170, 235, 239, 242, 256, 278]. Например, для ледника Хинтеррайфенер по градиентно-балансовым измерениям определен [255] коэффициент α_0 в формуле (2.26), который на одной и той же высоте оказался довольно устойчивым для различных интервалов времени в течение сезона абляции. При анализе высотной вариации α_0 установлено, что разная ошибка на 10 % в экстраполяции градиента альбедо вызывает 20 %-ую ошибку коэффициента α_0 .

По поводу изменчивости эмпирических параметров ветровой функции нет единого мнения. Ряд авторов [48, 147, 151, 165] считают их малоизменяемыми, а из сводки измерений в работе [232] следует существенная пространственная вариация этих параметров.

Таким образом, возможность региональных определений Q_a и Q_c в гляциальных областях на основе самых простых выражений является сомнительной, по крайней мере из-за отсутствия методов экстраполяции скорости ветра в горах, и поэтому вынужденного принятия грубых допущений $\Phi_a = \Phi_c = 1$ и $f(u) = \text{const}$.

Рассмотрим далее ряд формул и методов расчета интенсивности таяния снега и льда, где для определения составляющих правой части уравнения (2.3) использованы различные приемы. Уравнения вида:

$$M = B_0 f(C) + f(G_{\text{доп}}, v_{\text{доп}}, C) + f(\Delta\theta, \Delta e, u).$$

Формула П. П. Кузмина

Для расчета суточной интенсивности таяния изотермического снега при отсутствии жидких осадков в работе [147] рекомендована выражение

$$M = 0,125 [(Q + t_0)(1 - A_0)(1 - 0,20C_0 - 0,47C_0) - 1440] \rho T_0^2 + 1440 (0,62 + 0,05 \sqrt{e_{\text{доп}}}) (1 + 0,12C_0 + 0,12C_0) \rho T_0^2 + \alpha c_d v_{\text{доп}}, \quad (2.37)$$

где $\kappa = 0,99$; $\sigma = 8,26 \cdot 10^{-11}$ кал/см²·мин·град⁴; $T_n = 273 \text{ K} + \theta_n$; $T_a = 273 \text{ K} + \theta_{200}$; $Q + I$ — суммарная и рассеянная радиация при безоблачном небе; A_n — альбедо; C_o — балл общей облачности; C_n — балл нижней облачности; θ_{200} и e_{200} — температура воздуха и влажность воздуха на высоте 200 см; u_{1000} — скорость ветра на высоте 1000 см; θ_n — температура поверхности,

$$\alpha_c = 0,878 \frac{1 + 0,547 u_{1000}}{u_{1000}} \text{ мм/сут}^{-1} \cdot \text{град}^{-1} \cdot \text{м}^{-1} \cdot \text{с}, \quad (2.38)$$

$$\gamma_s = (\theta_{200} - \theta_n) + 1,75 (e_{200} - e_n) \text{ град}. \quad (2.39)$$

Эмпирические коэффициенты в формулах (2.37) — (2.39) определены П. П. Кузьминым по данным соответствующих локальных замеров на равнине. Помимо основного выражения (2.37), П. П. Кузьмин [147] предложил также ряд приближенных способов определения интенсивности спеготаяния, в том числе с использованием ветровой функции $f(u)$.

Формулы Ю. М. Денисова

Формула Ю. М. Денисова [48] для расчета интенсивности таяния изотермического снега (мм/сут) при $\theta_n = 0^\circ$ и $e_n = 6,1 \cdot 10^2$ Па имеет вид

$$M = \mu_1 \theta + \mu_2 Q + \mu_3, \quad (2.40)$$

где

$$\mu_1 = 1,17 A f(C) + 2,21 e^{-0,15 \theta}, \quad (2.41)$$

$$\mu_2 = 0,125 (1 - A_n), \quad (2.42)$$

$$\mu_3 = 3,81 \left(1 - 0,118 \frac{e}{e_n}\right) e_{200} - 23,2 \left(1 - 0,118 \frac{e}{e_n}\right) - 80,2 [1 - A f(C)], \quad (2.43)$$

причем $\theta_{200} = \theta(z, t)$; $e_{200} = e(z, t)$; $Q = Q(C, z, t)$; $A_n = \bar{A}_n(z, t)$; e — доля жидкой фазы, содержащаяся в снеге, от общего запаса воды; e_n — наибольшая вододерживающая способность снега. В формулах (2.41) — (2.43) μ_1 в мм/(град·сут), μ_2 в мм·см²/кал; μ_3 в мм/сут.

Полученные Ю. М. Денисовым [48] рабочие выражения для определения турбулентного теплопотока [кал/(см²·сут)]

$$\Pi = [0,0133 P (\theta_{200} - \theta_n) + 23,3 \left(1 - 0,118 \frac{e}{e_n}\right) (e_{200} - e_n)] f(u) \quad (2.44)$$

и испарения (мм/сут)

$$E = 0,343 (e_{200} - e_n) f(u) \quad (2.45)$$

с учетом изменчивости аргументов (P , θ , e) на высоте z и во времени t по своей структуре и природе эмпирических параметров в принципе аналогичны формулам (2.38), (2.39). Отличие со-

стоит только в том, что в уравнении (2.44) скрытая теплота фазового перехода введена раздельно для испарения и испарения. Значение ветровой функции $f(u)$ в формулах (2.44), (2.45) задано постоянным и равно 1,31 м/с, расчет поступления суммарной радиации Q выполняется с учетом крутизны и ориентации склона. При определении эффективного излучения и в функциях облачности Ю. М. Денисов использовал эмпирические параметры, полученные П. П. Кузьминым [147].

Кроме того, для различных вариантов внутрисуточного хода таяния в работе [48] получены формулы интенсивности таяния, приближенно учитывающие суточный ход температуры воздуха и суммарной радиации. Для применения этих формул необходимы максимальная и минимальная температура воздуха за сутки и сведения о фактической продолжительности таяния в течение суток.

Впоследствии в формулу (2.40) Ю. М. Денисовым с соавторами [55] были внесены некоторые усовершенствования: уточнены выражения, аппроксимирующие внутрисуточный ход температуры воздуха и суммарной радиации, получены эмпирические зависимости для суточной амплитуды температуры воздуха от высоты местности и баллов облачности, снято условие $f(u) \sim \cos \theta$. Однако, как показали совместные расчеты интенсивности таяния по усовершенствованной формуле Денисова, ее первоначальному варианту (2.40) и формулам Аюры (см. раздел 2.3 монографии и работы [55, 254]), усиленные методики и увеличение объема расчетов не привело к заметному улучшению точности определения M .

Формула Э. Андерсона

При выводе рабочего выражения интенсивности таяния снега Э. Андерсон [232] практически без изменений заимствовал методику П. П. Кузьмина [147]. Поэтому формула M для изотермического таяния снега в отсутствие жидких осадков

$$M = 0,125 Q_r - 3,37 \Delta t_k - 8,5 f(u) \left[(e_{200} - 6,11) + \frac{e_n P}{0,022 T} (T_{200} - 273,16) \right] \text{ мм/Атм}, \quad (2.46)$$

$$Q_r = Q (1 - A_n) - E_n, \quad (2.47)$$

являются аналогичны выражению (2.37) при $C_n = C_o = 0$.

После сравнения результатов применения в модели формирования снежного покрова уравнений интенсивности таяния (2.46) и простейшего выражения, представляющего собой температурный индекс таяния типа $M = k \bar{\theta}$, Э. Андерсон [232] пришел к выводу об отсутствии заметного и систематического улучшения качества моделирования за счет усложнения методики расчета M . Важно

отметить, что это заключение получено в условиях исследовательской станции, где проводилась обширная программа наблюдений за составляющими баланса массы и энергии снежного покрова. К группе выражений вида

$$M = B_{\text{ж}} f(C) + f(\bar{\theta}_{\text{воз}}, v_{\text{вет}}, C) + f(u, \Delta\theta, \Delta\epsilon), \quad (2.48)$$

которое в общем виде характеризует рассмотренную выше методику и численную схему решения уравнения (2.3), относятся также локальные формулы интенсивности таяния снега и льда, приведенные в работах Л. Дерикса [239], Л. Готлиба [241], Р. Хедрика, Б. Филлипса и В. Адамса [243], Ч. Килера [250]. Формулы этих авторов практически отличаются только численными коэффициентами и эмпирическими параметрами в функциях облачности или ее аналогах, ветровой функции, других дополнительных характеристиках.

В обзорной работе Г. Кривуса [255], посвященной энергообмену на поверхности раздела воздух-лед, обобщены известные методы оценки составляющих уравнения теплового баланса (2.1). По мнению Г. Кривуса, метод определения турбулентных потоков тепла $Q_{\text{в}}$ и $Q_{\text{л}}$ должен быть основан на теории подобия Мономина—Обухова.

При определении составляющих $Q_{\text{в}}$ и $Q_{\text{л}}$ уравнения (2.1) на леднике Свондруп (Арктика, о. Девон) Ч. Килер [250] использовал метод турбулентной диффузии, учитывая стратификацию приземного слоя воздуха и применяя гипотезу о равенстве коэффициентов $K_{\text{в}}$ и $K_{\text{л}}$. Как оказалось, вычисленные за сутки величины таяния отличаются от данных аэрометра на 30–43%. При этом наибольшие положительные отклонения имели место при малых значениях радиационного баланса. С увеличением вклада радиации в тепловой баланс отклонения уменьшались и становились отрицательными. Аналогичная зависимость между вкладом радиации в тепловой баланс таяния и ошибками расчета M была обнаружена в период летних балансовых работ на леднике Ловенгастер, Шпицберген [270].

Формула Е. Г. Попова

Для расчета интенсивности сгорания за 12 ч светлого времени суток ($\Sigma t/12$ ч) получено [183] следующее выражение:

$$M = 7,1 [(1 - A_{\text{ж}})(\theta_{\text{макс}} - \bar{\theta} - 0,2) - 0,2(\bar{\theta} - \theta_{\text{мин}}) + 0,1 v_{\text{вет}}(\bar{\theta}_{\text{д}} - 0,5)], \quad (2.49)$$

где $\theta_{\text{макс}}$ — максимальная температура воздуха за дневные часы; $\bar{\theta}$ — средняя температура воздуха; $\theta_{\text{мин}}$ — минимальная температура воздуха за сутки; $\bar{\theta}_{\text{д}}$ — средняя температура воздуха за дневные часы; $v_{\text{вет}}$ — средняя скорость ветра за дневные часы на высоте флюгера в м/с.

Методической основой для этой формулы послужили установленные Е. Г. Поповым [183] локальные эмпирические связи $Q =$

$-(\theta_{\text{макс}} - \theta)$, $E_{\text{ж}} = f(\bar{\theta}, \theta_{\text{мин}})$, а числ. $0,1 v_{\text{вет}}(\bar{\theta}_{\text{д}} - 0,5)$ представляет собой дальнейшее упрощение выражения (2.39), где вместо абсолютной влажности e использована эмпирическая зависимость e от температуры воздуха.

Параметры перечисленных связей определяются по соответствующим наблюдениям в конкретном географическом районе и подлежат уточнению в иных природных условиях. Кроме того, необходимость данных о скорости ветра затрудняет массовое использование формулы (2.49) для расчета таяния на ледниках.

Обобщая результаты разработки различными авторами формул интенсивности таяния снега и льда, представляющих собой упрощенные варианты уравнения теплового баланса, отметим следующее.

1. Все рассмотренные формулы вида (2.48) содержат немало эмпирических параметров, которые за пределами пункта, где они были определены, вынужденно приходится считать незначительными. Принятие такого грубого условия несомненно ухудшает качество расчетов таяния, поскольку существование в горах пространственно-временной вариации многих параметров вполне очевидно.

К их числу относятся: интегральная характеристика прозрачности атмосферы в формуле (2.7), коэффициент b_4 в формуле (2.8), коэффициенты в функциях облачности $f_1(C)$ и $f_2(C)$, эмпирические параметры в формуле Брента (2.14), параметры ветровой функции $f(u)$, коэффициенты α_0 и β_0 в формулах (2.26) и (2.32), ряд произвольно заданных коэффициентов в формулах Л. Дерикса [239], Л. Готлиба [240] и др.

2. Необходимые условия широкого применения упрощенных вариантов уравнения теплового баланса по существу весьма противоречивы. С одной стороны это принятие выводов приближенного допущения о постоянстве эмпирических коэффициентов в широком диапазоне природных условий, с другой — наличие в составе формул таких характеристик как скорость ветра, продолжительность солнечного сияния, внутрисуточный ход температуры поверхности снега и льда и др., которые могут быть получены только непосредственными измерениями.

Из этого следует, что требования в исходной информации и эмпирическим параметрам в упрощенных вариантах уравнения (2.1) исключают возможность в отношении точности. А это приводит к ухудшению качества расчетов суточной интенсивности таяния и возможности широкого применения рассмотренных выше формул в условиях ограниченности исходных данных и отсутствия метода пространственной экстраполяции в горах такого важного компонента всех формул типа (2.48), как скорость ветра.

Наряду с формулами интенсивности таяния типа (2.48), для численности гидрологии различных стран (например, [1–3, 10, 25, 48, 89, 100, 110, 119, 235, 249] и многие другие) уже давно для расчетов интенсивности таяния с успехом применяют линейные одно- и двухфакторные эмпирические уравнения регрессии. Наиболее распространенными и вполне надежно определяемыми аргумен-

тами этих формул являются поглощенная радиация B_2 и температура воздуха θ .

Посмотрев на стохастический характер эмпирических уравнений $M \rightarrow f(B_2, \theta)$, включение этих переменных в состав формул интенсивности таяния имеет ясный физический смысл. Очевидно, что и в этом случае B_2 и θ следует рассматривать как подклассы соответственно радиационного баланса (см. табл. 8 в работе автора [110]) и турбулентного потока тепла из воздуха.

Для характеристики шхала $Q_{\text{из}}$, Q_0 и Q_0 в тепловой баланс абляции на ледниках Средней Азии рассмотрим средние данные автора и других исследователей [9, 37, 38, 60, 63, 84, 86, 110, 144, 150, 165, 176], представленные в табл. 2.1. Необходимо отметить, что относительные характеристики роли $Q_{\text{из}}$ и Q_0 в тепловом балансе абляции получены неодинаковыми расчетными методами. Однако сведения о $Q_{\text{из}}$, Q_0 , Q_0 в с.м на разных ледниках Средней Азии считаем возможным рассматривать как сравнительно однородную выборку, учитывая, что почти во всех случаях авторы отмечают удовлетворительную сходимость измеренной и вычисленной величин абляции.

Еще одна оговорка необходима в связи с тем, что большинство примеров теплового баланса в табл. 2.1 относятся к суточному интервалу времени. Это приводит к преувеличению шхала поглощенной радиации в тепловой баланс таяния, поскольку ночью таяния нет, радиационный баланс отрицателен, а поток тепла $Q_{\text{из}}$ направлен к поверхности ледника круглогодично.

Учитывая сделанные замечания, можно с большой вероятностью считать, что на поверхности языков ледников Средней Азии приходную часть дневного теплового баланса в период абляции, как правило, не менее чем на 85 % составляет радиационная энергия. Дневной вклад другого источника внешней энергии — турбулентного потока тепла из воздуха — колеблется в пределах 10—15 %. А в начале и конце абляционного сезона доля Q_0 становится еще меньше. Что касается тепла, выделяющегося при конденсации водяного пара на поверхности области абляции, то, судя по табл. 2.1, в большинстве случаев эта статья приходной части либо вообще отсутствует (точнее преобладает испарение), либо крайне незначительна.

Расходная часть дневного баланса тепла на языках ледников на 85—95 % состоит из затрат внешней энергии на таяние, на испарение с поверхности здесь уходит несравненно меньше.

Сходные данные о соотношениях в дневное время между $Q_{\text{из}}$ и Q_0 и с.м и Q_0 приводит А. П. Вологдин [26] для ледников района Эльбруса, где $Q_{\text{из}}$ и с.м равны 93 %, а Q_0 и Q_0 — 7 %. Показательно, что в целом за сутки радиационное тепло в общем поступлении энергии на ледниках Эльбруса составляет 65 %, а турбулентный поток тепла — 35 %. Причина здесь, как уже было отмечено выше, заключается в том, что радиационный баланс после захода солнца уменьшается до нуля и становится отрицательным, а турбулентный поток тепла в течение суток по-

стоянно направлен к поверхности ледника. Учитывая это обстоятельство, А. П. Вологдин [26] считает необходимым рассматривать структуру теплового баланса за определенные периоды суток с тем, чтобы получить реальное представление о роли в абляции радиационной энергии и притока тепла из воздуха.

Хотя изученность структуры теплового баланса абляции в областях питания ледников Средней Азии значительно уступает аналогичным сведениям для языков ледников, все же можно отметить тенденцию к сокращению затрат энергии на таяние и увеличению доли испарения в общей величине теплового эквивалента абляции. Как уже упоминалось, возрастание Q_0 в сумме с M Q_0 способствует сохранению вещества ледника. Что касается приходной части теплового баланса абляции, то ведущую роль там по-прежнему играет постоянная солнечная радиация.

2.2. Линейная регрессионная модель для расчета интенсивности таяния

Для любого момента и интервала времени соотношение между источниками прихода и расхода тепла на поверхности ледника может быть выражено следующим образом:

$$c_s M = B_2 + B_2 + Q_{\text{из}} + LE + \Delta, \quad (2.50)$$

где c_s — удельная теплота плавления льда; M — слой таяния; B_2 — поглощенная коротковолновая солнечная радиация; B_2 — баланс длинноволнового излучения; $Q_{\text{из}}$ — турбулентный поток тепла в приледниковом воздухе; L — удельная теплота фазового перехода, расходуемая на испарение воды с тающей поверхности или выделяемая при конденсации водяного пара; E — турбулентный поток влаги в приледниковом слое воздуха; Δ — величина теплового баланса, обусловленная как погрешностями измерений или расчетов, так и неучтенными вследствие малости членами уравнения (2.50).

Основываясь на обобщении непосредственных полевых определений составляющих приходной и расходной частей уравнения теплового баланса в течение периода абляции, выполненном в работе [110], можно утверждать, что в большинстве случаев на ледниках Средней Азии и широком диапазоне абсолютных высот на долю баланса солнечной радиации приходится от 80 до 95 % общей энергии, поступающей на поверхность ледника. Положительный вклад турбулентного потока тепла из воздуха ($Q_{\text{из}}$) колеблется в пределах 5—20 %, причем, в начале и в конце абляционного сезона для $Q_{\text{из}}$ становится еще меньше. Что касается тепла, выделяющегося при конденсации водяного пара на поверхности ледника, то рассмотренные в [110] оценки направления и интенсивности турбулентных потоков влаги позволяют, во-первых, считать статью $+LE$ редкими и крайне незначительными (3—5 %) по величине, а во-вторых, сделать вывод о преобладании расхода тепла на испарение. Из этого следует, что правее в уравнении

Тыб. тх. 2.1

Процентное соотношение между составляющими теплового баланса и летних Средней Азии в период 1960-1980 гг.

Линия и место его размещения вместе с пунктом наблюдения, м	Число наблюдений	Примечание					Расчетная часть					Метод счета $Q_{\text{в}} \pm Q_{\text{с}}$	Интер- вал вре- мени
		Область					Область						
		$Q_{\text{в}}$	$Q_{\text{с}}$	$+Q_{\text{с}}$	$-Q_{\text{с}}$	$Q_{\text{в}} - Q_{\text{с}}$	$Q_{\text{в}}$	$Q_{\text{с}}$	$+Q_{\text{с}}$	$-Q_{\text{с}}$	$Q_{\text{в}} - Q_{\text{с}}$		
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10				
Область													
Искит, 3300 Гусарский хр.	25.VII—8.IX 1934 г.	62	98	—	86	14	—	Б	с				
Шовальское; 3410 Западный Алтай	26.VII—10.IX 1932 г.	90 86	10 14	—	98 90,5	2 0,5	—	ТО КМ	д н				
Центральная Турусу; 3470 Западный Алтай	19.VI—29.VIII 1937 г.	80	20	—	73	10	—17	КМ	с				
	20.VII—11.IX 1938 г.	80	20	—	86	20	—14	КМ	с				
	2.VII—5.IX 1939 г.	85	15	—	77	19	—4	КМ	с				
Коржовского; 3590 Западный Алтай	10.VII—17.VIII 1935 г.	95 88	5 12	—	80 91	7 9	—13 —	КМ	д д				
Булдуг Средний; 3540 Центральный хребет	Август 1933 г.	67	33	—	93	7	—	КМ	с				
Зергалинский; 3600 Туристский хребет	Август 1931 г.	75	25	—	91	9	—	ТС	с				

Парад: 30/10
Туркестанский хребет

Optare; 3030
Tactical Academy

Федченко; 31920
к.р. Александр Пауэр
Тел. 24111

Тираж: 4000
рр. Кушук-Аттар

NYC 83, 4270
1760000000

Цена: 4200

Барбарак Средний, 3500

Центральный банк: 3750

תאריך: 15.05.2015

10 36.4 4.00E

Фигура: 4.18

TO: 4970

[illegible]

(2.50) предков, близких по модулю (Q_0 и LE) и противоположных по знаку, дополнительно акцентирует роль радиационной составляющей в приходной части теплового баланса.

Пока что и произвольном масштабе строгая оценка всех потоков тепла в правой части уравнения (2.50) не может быть выведена ввиду несовершенства расчетных методов и недостатка исходных данных (главным образом это относится к величинам Q_0 , B_0 , LE). В связи с этим массивные расчеты таяния снега и льда приходится выводить по эмпирическим формулам, аргументами которых служат метеорологические элементы либо эквивалентные одному из компонентов теплового баланса (поглощенная солнечная радиация), либо используемые при определении того или иного потока тепла (например, температура воздуха). Назовем указанные варианты расчета α -факторными корреляционными зависимостями первого и второго типов. Возможен также смешанный тип, когда в эмпирическое уравнение множественной регрессии входят потоки тепла и метеорологические элементы.

В принципе на основе любого из этих типов зависимостей могут быть получены аналитические выражения для расчета таяния снега и льда при условии достаточности и репрезентативности выборки исходных данных и корректности метеорологической и статистической интерпретации результатов численного анализа.

Перечень метеорологических элементов, потенциально пригодных для получения эмпирических формул пятикратности таяния первого, второго и смешанного типов, представляется следующим: R — $B_0 + B_0$ — двоякая сумма баланса коротковолнового и длинноволнового потоков излучения; Θ — средняя суточная температура воздуха; C — средний балл общей облачности за сутки; k — средняя суточная относительная влажность воздуха; e — средняя за сутки упругость водяного пара (10^2 Па).

Очевидно, что при любом составе регрессионной модели для расчета таяния, принятой в качестве эмпирического уравнения теплового баланса (2.1), соотношения между функцией и независимыми переменными (одной или несколькими) устанавливаются уже на стохастической основе. При этом роль каждого аргумента в описании дисперсии зависимой переменной безусловно является отражением его относительного вклада в уравнении (2.50). Учитывая важность соответствующих численных оценок для объективного выбора оптимального варианта расчетной формулы, рассмотрим корреляционные связи между таянием и основными метеорологическими элементами.

На первом этапе этого исследования по данным ежедневных измерений M , R , B_0 , Θ , C , k , e на 26 ледниках Средней Азии за периоды 10, 20, 30, 40 дней были вычислены коэффициенты парной корреляции для всех возможных сочетаний из указанного набора. Результаты этой обработки приведены в работе [119] и в виде гистограмм распределения коэффициентов парной корреляции. Общую характеристику взаимосвязи для всех семи переменных на уровне моды распределений корреляции ежедневных

измерений за 10 и 30 дней дают соответствующие корреляционные матрицы (табл. 2.2). Довольно широкий диапазон изменений корреляции в каждом из рассматриваемых распределений объясняет причины порой противоречивых оценок роли одной и той же переменной для расчета таяния, полученных на ограниченном эмпирическом материале.

Таблица 2.2

Матрицы модальных значений взаимной корреляции по ежедневным измерениям переменных за 10 (верхняя половина таблицы) и 30 дней (нижняя половина таблицы)

	Индексы переменных						
	M	R	B_0	Θ	C	k	e
M	1	0,96	0,85	0,60	-0,50	-0,46	-0,45
R	0,96	1	0,95	0,45	-0,55	-0,75	-0,62
B_0	0,85	0,95	1	0,50	-0,80	-0,75	-0,70
Θ	0,60	0,45	0,50	1	-0,37	-0,62	-0,62
C	-0,50	-0,55	-0,80	-0,37	1	0,54	0,70
k	-0,46	-0,75	-0,75	-0,62	0,54	1	0,95
e	-0,45	-0,62	-0,70	-0,62	0,70	0,95	1

Примечание. M — таяние, R — радиационный баланс, B_0 — поглощенная солнечная радиация, Θ — температура воздуха, C — общая облачность, k — относительная влажность воздуха, e — упругость водяного пара.

В целом, можно полагать, что модальные значения распределений коэффициентов корреляции ежедневных измерений M , R , B_0 , Θ , C , k , e вполне правильно и объективно отражают картину причинно-следственных связей между этими переменными, другими словами являются физически обусловленными.

Анализ использования средних значений метеорологических элементов в эмпирических формулах для расчета таяния снега и льда представляет собой следующий этап после изучения взаимной корреляции рассматриваемых переменных по ежедневным данным.

Корреляция с таянием средних значений метеорологических элементов, которая детально рассмотрена в работе [119], в некоторых случаях существенно образом отличается от оценок, полученных ранее по гистограммам корреляции ежедневных измерений. Речь здесь идет о резком возрастании тесноты связей таяния с такими переменными, как температура воздуха, относительная влажность воздуха, продолжительность солнечного сияния.

Следовательно, каждый из названных метеорологических элементов наравне с другими может претендовать на роль индекса правой части уравнения (2.50). Однако пригодность их в качестве аргументов эмпирических формул для расчета M является только по мере возрастания периода усреднения. Важно подчеркнуть здесь, что трансформации перечисленных корреляционных зависимостей не является следствием обобщения данных по

различным ледникам. Аналогичное уменьшение тислоты связей с ростом периодов осреднения установлено также [119] по измерениям таяния и температуры воздуха на леднике Голубина (бассейн р. Алаарта). Там же в общем виде показано, что причиной возрастания коэффициентов парной корреляции таяния с температурой и относительной влажностью воздуха, общей облачностью и продолжительностью солнечного сияния при условии осреднения функций и аргументе является трансформация переженных к нулю:

$$x_i = \frac{1}{n} \sum_{j=1}^n x_{ij}, \quad (2.51)$$

$$y_i = \frac{1}{n} \sum_{j=1}^n y_{ij}, \quad (2.52)$$

где n — длина подвыборки, по которой выполняется осреднение каждого i -го значения x и y .

Анализ и объяснение полученных для условий Средней Азии значений коэффициентов корреляции между таянием, потками тислоты и метеорологическими элементами является необходимым этапом разработки и обоснования формул для расчета интенсивности таяния. Дальнейшими действиями должны быть определение оптимальных вариантов состава расчетных формул и численная оценка их параметров, и в заключение — проверка полученных уравнений на независимом фактическом материале.

При определении состава формул интенсивности таяния следует руководствоваться не только статистической значимостью аргументов для описания дисперсии функций, но и учитывать возможности их пространственной интерполяции — экстраполяции в условиях сложной топографии.

В условиях ограниченности исходных данных целесообразно также использование упрощенных методов расчета таяния по однофакторным формулам, аргументами которых могут служить, как показал предыдущий анализ, средние значения различных метеорологических элементов.

Физический смысл имеют уравнения множественной регрессии вида

$$M = a_0 R + a_1 \bar{\theta} + a_2 C + a_3 e + a_4 h \quad (2.53)$$

однофакторной формулой рассмотрим на примере зависимости $M = f(\bar{\theta})$.

Для того чтобы перейти от (2.53) к однофакторному уравнению $M = f(\bar{\theta})$, где суммарный вклад всех переменных, кроме температуры воздуха, заменен эмпирическим параметром, преобразуем (2.53) к виду

$$\tilde{M} = \left(\frac{a_0 \bar{R} + a_1 \bar{C} + a_2 \bar{e} + a_3 \bar{h}}{\bar{\theta}} + a_4 \right) \bar{\theta}. \quad (2.54)$$

Это выражение представляет собой некую однофакторную формулу

$$\tilde{M} = a \bar{\theta} + b \quad (2.55)$$

при условии, что коэффициент

$$a_4 \sim a = \text{const} \quad (2.56)$$

и отношение

$$\frac{a_0 \bar{R} + a_1 \bar{C} + a_2 \bar{e} + a_3 \bar{h}}{\bar{\theta}} \sim b = \text{const} \quad (2.57)$$

остаются постоянными в достаточно широком диапазоне значений R, C, e, h и $\bar{\theta}$.

Очевидно, что выполнение условий (2.56) и (2.57) определяет также возможность трактовки температуры воздуха или другой переменной на правой части уравнения (2.53) как универсального индекса приходной части теплового баланса поверхности ледника.

Методика решения этого вопроса предложена Р. Брайтуэйтом [233], который рассмотрел вклады радиационного баланса, активного и скрытого тепла, потока тепла вглубь ледника в тепловой баланс абляции и параметры a и b формулы интенсивности абляции типа (2.55). По мнению этого автора, слабая корреляция таяния с радиацией на ледниках Канадской Арктики, несмотря на основной вклад R в тепловой баланс, обусловлена малой изменчивостью радиационного баланса.

Удовлетворительная связь абляции — температура воздуха ($r = 0,49 \div 0,84$) была получена в этом районе вследствие достаточно тесных зависимостей между абляцией и активным теплом и, в свою очередь, между активным теплом и температурой воздуха. Р. Брайтуэйт считает также, что температура воздуха не является индексом приходной части теплового баланса абляции.

Результаты, приведенные в работе [235], позволяют выдвинуть гипотезу о связи между вкладами источников внешней энергии в приходную часть теплового баланса абляции и их значимостью при описании дисперсии абляции. В условиях Средней Азии следствием подавляющей роли радиации в тепловом балансе поверхности ледников (см. табл. 2.1) является преобладание коэффициентов корреляции зависимостей $M(R)$ и $M(B_0)$ над $M(\bar{\theta})$ и другими.

Для массовых расчетов по формулам типа (2.53) большое значение имеет размер ансамбля, где выполняются условия (2.56) и (2.57). В зависимости от этого соответствующая эмпирическая формула может быть использована для расчетов интенсивности таяния на отдельном леднике в конкретной климатической области или на всей площади оледенения Средней Азии. Во всех случаях, если позволяют исходные данные, следует также установить и описать пространственно-временные закономерности изменения коэффициентов a и b .

2.3. Локальные и региональные эмпирические формулы для расчета интенсивности таяния в гляциальных областях Средней Азии

В настоящее время на нескольких ледниках в пределах Средней Азии путем непосредственных стационарных или полустационарных гляциологических исследований накоплены достаточные для статистического анализа ряды измерений таяния и отдельных метеорологических элементов. На таких данных могут быть получены статистически обоснованные локальные эмпирические формулы для расчета таяния (подобно тому, как это делается, например, для прогноза стока рек Средней Азии в отдельных гидрометрических створах), к этим формулам следует отдавать предпочтение при определении таяния на соответствующих ледниках или в условиях географически однородного района.

Локальными формулами в дальнейшем будем называть такие эмпирические выражения, параметры которых получены применительно к условиям таяния на выбранный от сплошной морены поверхности снега и льда в пределах одного ледника или их группы в климатически однородном районе. В зависимости от состава исходных данных локальные формулы могут быть трех типов: регрессии первого, второго или смешанного типов.

Принимая во внимание хорошо известные достоинства температуры воздуха как удобного аргумента для расчетов таяния, рассмотрим результаты эмпирической оценки параметров a и b формулы

$$\bar{M}_n = a\bar{\theta}_n + b, \quad (2.58)$$

анализа этих коэффициентов, проверки качества расчета $\bar{M}$ на независимом материале.

В табл. 2.3 приведены полученные автором параметры уравнений регрессии для расчета средней за декаду интенсивности таяния на отдельных ледниках или их группах в пределах Средней Азии.

Весьма важным этапом создания методики расчета таяния является проверка локальных эмпирических формул $\bar{M}(\bar{\theta})$ на независимом материале. Итоги такой проверки, которые также представлены в табл. 2.3, свидетельствуют о достаточно удовлетворительном качестве результатов контроля и, следовательно, приемной (а по ледникам р. Пскем и пристрапосыенной) устойчивости исходных параметров регрессии. Здесь же отметим неизбежный недостаток формул, приведенных в табл. 2.3 и вообще выражений типа $\bar{M}(\bar{\theta})$ — большие относительные ошибки расчета $\bar{M}$ при низких температурах, когда величины таяния становятся сравнимыми и меньше вероятной ошибки вычислений.

Проанализируем численные значения коэффициентов a и b в табл. 2.3, относящихся к довольно разнообразному диапазону условий таяния в Средней Азии. На наш взгляд, наиболее

Таблица 2.3

Локальные эмпирические формулы для расчета таяния на ледниках Средней Азии

Ледник (район)	Ссылка	N	Форм. мет. измерения, °C	r	Средн. M	r ² M / M	Услов. средние формулы			
							N*	A мм	P %	R _{мин} ; max. погрешность, мм/сутки
Медвежий	$\bar{M}_{12} = 0,539 + 1,10$	70	1,5; 11,5	0,92	0,66	0,39	17	12	77	5,8; 12,9
Ошчичево	$\bar{M}_{10} = 0,459 + 2,16$	40	-2,2; 7,0	0,77	0,96	0,64	27	10	92	-3,3; 5,7
Якэрп	$\bar{M}_{10} = 0,759 + 1,02$	25	0,8; 8,4	0,87	0,86	0,40	12	12		
Аорактоза	$\bar{M}_{10} = 0,609 + 2,72$	24	-2,3; 5,5	0,92	0,64	0,40	37	11	70	-3,6; 8,0
Ледники бассейна р. Пскем	$\bar{M}_{10} = 0,549 + 0,47$	27	1,4; 7,5	0,84	0,85	0,58	17	7	71	2,7; 8,6
Харабаткан	$\bar{M}_{12} = 0,409 + 1,44$	31	3,8; 8,3	0,65	0,82	0,75	31	6	74	3,8; 7,5
Голубина	$\bar{M}_{10} = 0,739 + 0,25$	35	1,4; 7,3	0,84	0,67	0,54	34	9	74	1,5; 6,5
Центральный Туркестан	$\bar{M}_{10} = 0,609 + 0,40$	24	1,4; 7,9	0,71	0,86	0,70	17	8	71	1,4; 7,9

Примечания: 1. M — абсолютная величина локальной регрессии; r — коэффициент корреляции; A — средневзвешенная погрешность расчета по формуле $\bar{M}(\bar{\theta})$; $r^2 M / M$ — эмпирический коэффициент корреляции; N^* — количество элементов контрольной выборки; $\Delta = 0,0740$ — вероятная ошибка расчета; P — относительная погрешность при $M_{10} = 10$ мм/сутки; $R_{\min}$; $R_{\max}$ — пределы за декаду таяния (мм) в температурном интервале $M_{10} \pm \Delta$; M , $\bar{\theta}$ — пределы за декаду таяния (мм) и температуры воздуха.

2. Контроль локальных формул для ледника Массарского частично выполнен по материалам измерений таяния на сопредельном леднике р. Пскем, где работали специалисты Ученствы Республики Узбекистан и геофизика АН УССР под руководством А. А. Кривого.

интересными и важными с точки зрения методики расчета таяния являются следующие обобщения:

— параметр b во всех случаях имеет положительный знак, что вполне соответствует его роли представителя остальных, кроме Θ , аргументов основной формулы (2.53);

— пространственная вариация b во много раз больше изменчивости параметра a , что приводит к получению единой для Средней Азии формулы типа $\bar{M}(\bar{\Theta})$. Выходом из такого затруднения могло бы служить установление закономерностей пространственного изменения b , однако имеющийся у автора к настоящему времени материал не позволяет сделать это;

— статистическая значимость радиационного баланса и других компонентов уравнения (2.1) для расчета таяния, которую символизирует в общем виде коэффициент b , во всех случаях становится все более заметной по мере убывания температуры воздуха. А на ледниках Федченко, Абрамова, Карабаткак отношение $b/a\Theta$ составит от 40 до 70%, да еще при максимальных значениях $\bar{\Theta}$.

Результаты определения параметров локальных эмпирических формул интенсивности таяния, где аргументами являются элементы баланса солнечной радиации и температура воздуха, представлены в табл. 2.4.

Высокая точность расчетов суточных значений таяния по локальным формулам $\bar{M}(R_n, \Theta)$ и $\bar{M}(B_n)$ хорошо согласуется с результатами корреляционного анализа общего линейного уравнения регрессии (2.51) в разделе 2.2. Однако, по мнению автора, для массовых расчетов таяния целесообразно использовать осредненные значения переменных B_n и Θ из-за недостаточной точности определения их пространственной вариации.

Несомненным достоинством ряда достаточно обоснованных и проверенных локальных формул, приведенных в табл. 2.3 и 2.4, является хорошее приближение к фактическим значениям таяния. Однако существует и обратная сторона этого преимущества, а именно: неубедительность и результаты расчета для невыученных районов, необходимость проведения дальнейших конкретных измерений таяния и метеорологических элементов в каждом новом районе, для которого потребовалось рассчитать таяние ледников.

В связи с этим для выполнения массовых расчетов интенсивности таяния ледников и бассейнов рек Средней Азии необходимы универсальные формулы, имеющие достаточно широкие возможности использования. В дальнейшем будем называть такие формулы региональными.

Для получения региональной в условиях Средней Азии однофакторной формулы $\bar{M}_{10} = f(\bar{\Theta})$ была предпринята попытка объединить локальные уравнения регрессии из табл. 2.3 путем проверки гипотезы однородности параметров a и b в этих формулах. Соответствующие вычисления показали, что гипотеза об однородности параметров на 5%-ном уровне значимости не удовлетворяется

Таблица 2.4

Локальные эмпирические формулы для расчета средних за декаду интенсивности таяния на ледниках Средней Азии (см/сут)

Ледник; высота	Формула	N	r	$\Delta_{\bar{M}}$ см
Медвежий; 3,0—3,25 км	$\bar{M}_{10} = 0,013R - 0,14$ $\bar{M}_{10} = 0,015B_n - 0,12$ $\bar{M}_{10} = 0,0075B_n + 0,20\Theta - 0,07$	20 20 20	0,99 0,87 0,93	0,21 0,76 0,45
Абрамов; 3,25 км	$\bar{M}_{10} = 0,009R + 0,50$ $\bar{M}_{10} = 0,0106B_n - 1,11$ $\bar{M}_{10} = 0,0081B_n + 0,35\Theta - 0,71$	28 28 28	0,70 0,85 0,91	1,30 0,93 0,73
Ледники бассейна р. Памир; 3,23—3,02 км	$\bar{M}_{10} = 0,0125R - 0,68$ $\bar{M}_{10} = 0,011B_n - 0,03$ $\bar{M}_{10} = 0,014B_n + 0,087\Theta - 2,11$	13 13 13	0,84 0,69 0,70	0,61 0,82 0,80
Карабаткак; 3,43 км	$\bar{M}_{10} = 0,0063B_n + 1,36$ $\bar{M}_{10} = 0,0065B_n + 0,064\Theta + 1,13$	26 25	0,80 0,61	0,41 0,40
Центральный Ту- мань; 3,47—3,75 км	$\bar{M}_{10} = 0,01R + 0,34$ $\bar{M}_{10} = 0,0086B_n + 0,05$ $\bar{M}_{10} = 0,0087B_n + 0,20\Theta - 0,82$	32 31 18	0,98 0,79 0,84	0,25 0,54 0,53

Примечание. R — радиационный баланс, B_n — поглощенная радиация (размерность R и B_n в ккал/см²·сут), N — количество деkad, r — коэффициент линейной или нелинейной корреляции, $\Delta_{\bar{M}}$ — среднее квадратическое отклонение расчеты интенсивности таяния.

в целом для уравнений в табл. 2.3 и может быть принята только для таких сочетаний ледников, как Федченко—Абрамова, Центральный Туюксу—Голубина.

По сравнению с аргументами Θ , b и c элементы баланса солнечной радиации (R или B_n) представляются более подходящими для получения универсальной эмпирической одно- или двухфакторной формулы. Основанием для этого вывода является преобладающая роль потока радиации в приходной части теплового баланса.

Характерно также, что коэффициенты корреляции зависимостей $\bar{M}(R)$ и $\bar{M}(B_n)$ при осреднении переменных за интервалы времени от 10 до 60 дней совпадают или очень близки к модам распределения корреляции осредненных данных. Следовательно, пригодность для расчета таяния формул с этими аргументами обуславливается не статистическими, а физическими причинами.

Несмотря на высокие коэффициенты корреляции однофакторных зависимостей $\bar{M}(R)$ или $\bar{M}(B_n)$, определенная доля дисперсии

функции остается необъясненной. Например, корреляция порядка 0,85—0,95 объясняет дисперсию зависимой переменной на 72—90%. Учитывая это, рассмотрим целесообразность добавления к R или B_k другого аргумента (из числа рассматриваемых здесь) и расчета таяния по n -факторному уравнению регрессии. Определение параметров множественной линейной регрессии произведено на ЭВМ по программе, составленной автором.

В этой программе предусмотрены: нормализация переменных по Г. А. Алексееву [7], возможность перебора всех сочетаний аргументов при расчете сводного коэффициента корреляции для уравнений 2-го и 3-го порядков, введен ряд критериев, обеспечивающих включение в уравнение переменных, значимых для повышения порядка регрессии.

Сводные результаты многофакторного регрессионного анализа средних за декаду и месяц значений функции и аргументов, которые приведены в работе [118], позволяют сделать следующие выводы.

1. Нормализация переменных не дает существенного повышения коэффициентов корреляции. Следовательно, связь между таянием и метеорологическими элементами близка к линейной.

2. Включение второй переменной в уравнение регрессии, если первая R или B_k , приводит к аналогичному эффекту только для B_k .

3. Добавление в уравнение регрессии к R или B_k в качестве второй переменной относительной влажности воздуха дает сводный коэффициент корреляции такой же или ненамного меньше, чем при использовании температуры воздуха. Аналогичный вывод для сухочных величин поглощенной радиации, абсолютной влажности и скорости ветра приводится в работе [278].

4. Исключение R или B_k из анализа регрессии существенно ухудшает сводный коэффициент корреляции, получившийся для оставшихся переменных.

В результате многофакторного линейного регрессионного анализа переменных M , R , B_k , Θ и k получена содержащаяся в табл. 2.5 сводка региональных формул для расчета средней за декаду и месяц интенсивности таяния на ледниках Средней Азии.

В качестве исходных данных для регрессионного анализа использованы измерения таяния и метеорологических элементов на ледниках Медвежий, Абрамова, Икит, Райгородского, Пахтакор, Голубица, Корженевского, Центральном Туюксу. В состав выборок были включены также данные измерений в бассейне р. Кызылга (Западный Тянь-Шань) метеорологических характеристик и таяния сезонного снежного покрова в течение марта—апреля.

Наличие региональных формул для вычисления $\bar{M}_{10}$ и $\bar{M}_{30}$ с вполне приемлемой относительной погрешностью расчета является необходимым, но еще недостаточным этапом разработки методики определения суммарного таяния ледниковых областей Средней Азии. Окончательное заключение о пригодности формул из табл. 2.5 для расчетов таяния в широком диапазоне условий

Таблица 2.5
Региональные формулы для расчета таяния льда и снега в горах Средней Азии

Порядок уравнения, град	Формула	$\frac{\sigma_M}{\bar{M}}$
10	$\bar{M} = 0,014R - 0,45$	0,290
	$\bar{M} = 0,014B_k - 0,77$	0,483
	$\bar{M} = 0,493\Theta + 1,31$	0,561
	$\bar{M} = 0,0094R_k + 0,27\Theta - 0,74$	0,290
	$\bar{M} = 0,012B_k - 0,032k + 1,05$	0,497
	$\bar{M} = 0,409 - 0,039k + 3,85$	0,625
30	$\bar{M} = 0,014R - 0,35$	0,290
	$\bar{M} = 0,014B_k - 0,94$	0,440
	$\bar{M} = 0,51\Theta + 1,13$	0,518
	$\bar{M} = 0,0094R_k + 0,29\Theta - 0,85$	0,240
	$\bar{M} = 0,011B_k - 0,048k + 2,97$	0,429
	$\bar{M} = 0,36\Theta - 0,036k + 4,0$	0,490

Примечания: 1. $\sigma_M/\bar{M}$ — относительная среднеквадратическая ошибка расчета. 2. Разкритерии переменных: M — в см/сут; R и B_k — в ккал/см²; Θ — в °C; k — в %.

может быть сделано только после проверки эмпирических уравнений на независимых данных.

Контроль региональных формул в табл. 2.5 выполнен по фоновым и опубликованным материалам [144, 146, 153, 154, 165] измерений таяния снега и льда, элементов баланса солнечной радиации, температуры и относительной влажности воздуха.

В качестве верхнего предела допустимой ошибки расчета по каждой из проверенных формул принята величина, равная $0,674\sigma_M$, где σ_M — среднеквадратическое отклонение функции в исходной выборке, по которой получена формула. Опроверженными считались каждый случай расчета таяния, для которого разница между вычисленным и измеренным значениями не превышала $0,674\sigma_M$.

Сводя, необходимые для оценки результатов авторской проверки региональных формул для расчета таяния в ледниковой области Средней Азии, представлены в табл. 2.6. Обобщая итоги проверки, сделаем следующие выводы:

а) количество контрольных расчетов таяния по всем региональным формулам, кроме $\bar{M}_{10} = f(B_k, \Theta)$, следует признать вполне достаточным, в состав соответствующих выборок репрезентативными для надежной оценки качества полученных формул;

б) наиболее высокий и устойчивый процент оправданности имеют формулы $\bar{M}_{10}(R)$ и $\bar{M}_{10}(B_k, \Theta)$. Учитывая трудность

Результаты проверки на независимость материалов региональных формул

$$\tilde{M}_1(\tilde{R}), \tilde{M}_{10}(\tilde{B}_0), \tilde{M}_{10}(\tilde{B}_0, \tilde{\Theta}), \tilde{M}_{10}(\tilde{B}_0, \tilde{R})$$

Ледники	$\tilde{R}_0 = 0,14R - 0,45$				$\tilde{M}_{10} = 0,14B_0 - 0,77$				$\tilde{M}_{10} = 0,0094B_0 + 0,27R - 0,74$				$\tilde{M}_{10} = 0,0026R - 1,13$				Количество данных в отдельных источниках			
	N	D	результат		D	R	аргумент		D	R	результат		D	R	аргумент		IS	MS	MA	N
			min	max			min	max			min	max			min	max				
Карабатлак	29	80	100	230	68	29	220	540	25	72	220	540	29	70	220	540	—	13	74	2
Абрамова	50	71	10	450	50	50	140	610	56	91	140	610	50	54	140	610	13	25	10	12
Группа ледников	40	92	60	480	73	55	120	550	38	89	170	520	—	—	—	—	—	12	41	4
Ледники Кавказа	—	—	—	—	—	18	80	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	9	9	—

Примечание. Первый столбец вероятной ошибки расчета (0,0750) для формул $\tilde{M}(\tilde{R})$ и $\tilde{M}(\tilde{B}_0)$ равен 11 и 13 мм, для формул $\tilde{M}(\tilde{B}_0, \tilde{\Theta})$ и $\tilde{M}(\tilde{B}_0, \tilde{R})$ — 13 мм. На леднике Карабатлак измерены таяния 7 метеорологических элементов выданы соответствующая Ганг-Шанской физ.-геогр. станция АН Кир.-ССР, на леднике Абрамова — сотрудники САРНИ и УГКС УССР, на ледниках Кавказа использовались материалы [27].

определения такого аргумента, как радиационный баланс, считаем наиболее целесообразным расчеты таяния снега и льда (см/сут) в условиях Средней Азии вычислять по региональным формулам:

$$\tilde{M}_{10} = 0,0094\tilde{B}_0 + 0,27\tilde{\Theta} - 0,74 \quad (2.59)$$

$$\tilde{M}_{10} = 0,0094\tilde{B}_0 + 0,20\tilde{\Theta} - 0,85 \quad (2.60)$$

Высокий процент оправданности (89 %) расчетов таяния по формуле (2.59) был получен также для Кавказских ледников. Что касается региональной формулы $\tilde{M}_{10} = f(\tilde{B}_0, \tilde{R})$, то недостаток независимых данных не позволяет пока сделать определенного заключения о ее качестве;

в) успешный результат разработки и контроля региональной двухфакторной формулы $\tilde{M}(\tilde{B}_0, \tilde{\Theta})$ обеспечен прежде всего наличием в составе аргументов такой статистически и метеорологически значимой переменной, как поглощенная солнечная радиация. Это является дополнительным основанием для уверенного использования уравнений (2.59) и (2.60) и массовых расчетов суммарного таяния ледниковых областей Средней Азии.

С целью сравнения определений $\tilde{M}$ по упрощенному уравнению теплового баланса таяния и с помощью эмпирических формул были выполнены также расчеты интенсивности таяния на нескольких ледниках Средней Азии по формуле (2.40) Ю. М. Денисова и региональной двухфакторной формуле (2.59), полученной автором. Кроме того, Ю. М. Денисов с соавторами [56] провели по материалам наблюдений на леднике Медвежий [110] сравнение результатов расчета интенсивности таяния (см/сут) по усовершенствованному варианту формулы (2.40), региональной $\tilde{M}(\tilde{B}_0, \tilde{\Theta}_{\text{рег}})$ и локальным формулам $\tilde{M}(\tilde{B}_0, \tilde{\Theta})_{\text{лок}}$ и $\tilde{M}(\tilde{\Theta})_{\text{лок}}$

$$\tilde{M} = 0,0075\tilde{B}_0 + 0,29\tilde{\Theta} - 0,07, \quad (2.61)$$

$$\tilde{M} = 0,59\tilde{\Theta} + 1,1, \quad (2.62)$$

полученных автором для ледника Медвежий. Расчет интенсивности таяния по усовершенствованному варианту формулы Денисова проводится с использованием непосредственных измерений скорости ветра.

Результаты названных расчетов представлены в табл. 2.7—2.8 и на рис. 2.1. Для удобства дальнейшего изложения обозначим: D_1 — первый вариант формулы (2.40) при $f(u) = \text{const}$ и D_2 — усовершенствованный вариант формулы (2.40), в котором используются данные по скорости ветра.

Как видно, из 11 случаев сравнения результатов расчета интенсивности таяния на различных ледниках Средней Азии в 7 более тесные связи измеренных и рассчитанных значений $\tilde{M}$ получены с применением двухфакторной региональной формулы

Таблица 2.7

Сравнение результатов расчета по различным формулам суточной интенсивности таяния на леднике Медвежий

Характеристики качества расчета	Формулы интенсивности таяния				
	D_1	D_2	$M(B_K, \Theta)_{\text{ЛСК}}$	$M(B_K, \Theta)_{\text{РБ}}$	$M(\Theta)_{\text{ЛСК}}$
Среднеквадратическое отклонение для $\Delta M = M_p - M_f$	7,8	6,3	7,5	8,5	11,2

Примечание. M_p — расчеты по формуле (2.40), M_f — фактические суточные интенсивности таяния.

$M(B_K, \Theta)$. Сравнение M_f с M_L и M_K также оказалось в пользу формулы автора с таким же результатом.

Учитывая не очень существенную разницу коэффициентов корреляции в табл. 2.8, можно считать, что использование региональной эмпирической формулы (2.59) обеспечивает при значительно меньшем объеме исходных данных и вычислений такое же или

Таблица 2.8

Сравнение результатов расчета интенсивности таяния на ледниках с фактическими измерениями M

Наименование ледника	Количество суток	Коэффициент корреляции		Средние значения измерений, мм			Среднеквадратическое отклонение, мм		
		M_{D_1} M_f	M_{D_2} M_f	M_f	M_D	M_K	σ	σ_D	σ_K
В среднем за сутки									
Палладо	30	0,52	0,69	44,5	44,1	39,8	12,0	12,5	11,3
Актор-2	28	0,30	0,45	43,0	40,8	41,8	17,8	9,0	11,6
Беркман	61	0,77	0,80	30,9	37,3	35,9	27,1	17,4	18,5
Абрамова	291	0,80	0,82						
Медвежий	100	0,92	0,93	51,1	51,9	49,2	19,3	21,1	21,2
Савицкого	39	0,66	0,79	51,3	48,0	51,1	13,7	16,4	16,5
Райгородского	141	0,69	0,82	52,3	57,0	51,0	26,1	18,1	18,8
Камт	27	0,79	0,81	68,2	47,4	44,5	23,6	14,8	15,5
В среднем за декаду									
Абрамова	55	0,84	0,88	29,3	30,3	33,0	16,3	15,7	16,6
Медвежий	10	0,99	0,96	51,1	51,8	49,2	14,8	15,8	14,6
Туроксу	22	0,70	0,78	25,3	36,5	30,4	10,0	10,3	9,0

Примечание. ϕ — фактические данные, D_1 — расчет по формуле (2.40) Ю. М. Денисова при $f(\phi) = \cos \phi$, K — расчет по двухфакторной $M(B_K, \Theta)$ региональной формуле (2.59) В. Г. Ковылина, M — интенсивность таяния.

даже лучшее качество расчета интенсивности таяния в сравнении с вариантом D_1 упрощенного уравнения теплового баланса.

Аналогичное заключение вполне справедливо и для сравнения на леднике Медвежий вариантов D_1 и D_2 с локальной и регио-

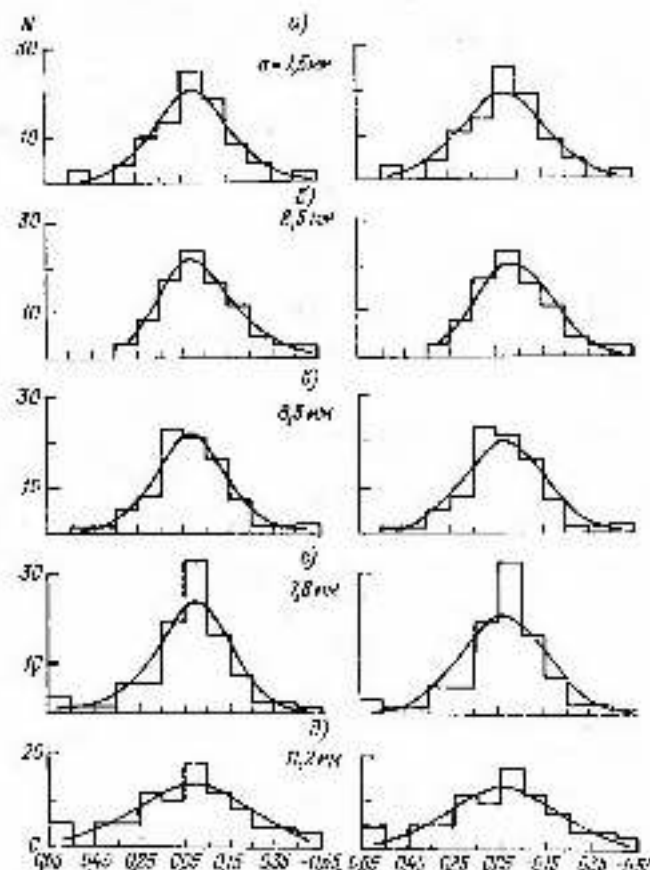


Рис. 2.1. Распределение относительных ошибок расчета интенсивности таяния на леднике Медвежий.

а) $M(D_1)$, б) $M(D_2)$ — формулы (2.40), в) $M(B_K, \Theta)_{\text{ЛСК}}$, г) $M(B_K, \Theta)_{\text{РБ}}$ — формулы (2.59), д) $M(\Theta)_{\text{ЛСК}}$ — формула Денисова (2.40), е) $M(\Theta)_{\text{ЛСК}}$ — формула Ковылина (2.59), ж) $M(\Theta)_{\text{ЛСК}}$ — формула (2.59).

нальной двухфакторными формулами $M(B_K, \Theta)$, где наименьшее среднеквадратическое отклонение величин ΔM получено [55] для формулы $M(B_K, \Theta)_{\text{ЛСК}}$, а точность расчета M по эмпирической региональной формуле (2.59) практически такая же, как для вариантов D_1 и D_2 .

Вывод о сравнительной точности расчетов на леднике Медвежий хорошо согласуется с гистограммами и подобранными

в них функциями распределения относительных ошибок расчета $\delta x_i = \frac{\Delta M}{M_{\Phi}}$ по различным формулам, представленным на рис. 2.1.

Как видно, для характеристики формы распределения относительных ошибок расчета интенсивности таяния на леднике Медвежьем по формулам (2.50), (2.61), (2.62) и вариантам D_1 и D_2 вполне подходящей является нормальная кривая распределения с значением параметра $\sigma \approx 8$ мм. Заметное повращение величины этого параметра для формулы $M(\Theta)_{\text{пол}}$ и, следовательно, ухудшение качества расчетов таяния указывает на необходимость определения таяния по формулам, где argumentами являются поглощенная радиация и температура воздуха. В данном случае некоторое усложнение методики расчета вполне оправдывается существенным повышением точности результатов.

Вышеизложенное при сопоставлении оценок точности расчетов таяния (табл. 2.7–8, рис. 2.1) указывает на преимущество у принципиально более обоснованных и универсальных вариантов D_1 и D_2 уравнения теплового баланса (2.1) обусловлено, на наш взгляд, наличием в составе расчетных формул большого числа эмпирических коэффициентов, пространственно-временная изменчивость которых в условиях оледенения Средней Азии не описана.

В заключение рассмотрим еще одну универсальную формулу интенсивности таяния снега и льда, учитывающую полученные на ледниках Средней Азии соотношения между компонентами уравнения теплового баланса (2.1).

Простейшим вариантом однофакторной формулы интенсивности таяния является физически обоснованное безразмерное соотношение

$$x_1 = \frac{c_0 M}{B_k}, \quad (2.63)$$

которое характеризует затраты тепла на таяние в долях от поглощенной радиации B_k , поскольку уравнение теплового баланса (2.50) можно записать в виде [262]

$$\frac{M}{B_k} = 1 + \frac{x}{B_k}, \quad (2.64)$$

где символом x обозначена избранная сумма всех прочих, кроме B_k , компонентов правой части уравнения (2.50). Тогда, при $0 < x_1 < 1$

$$x = B_k(1 - x_1), \quad (2.65)$$

а для $x_1 > 1$

$$x = B_k(x_1 - 1). \quad (2.66)$$

На рис. 2.2 показано полученное автором распределение параметра x_1 для условий оледенения Средней Азии. Для расчетов интенсивности таяния по формуле

$$\tilde{M} = x_1 B_k \quad (2.67)$$

в качестве первого приближения x_1 может быть принято среднее значение этого распределения ($x_1 = 0,75 = \cos \alpha$).

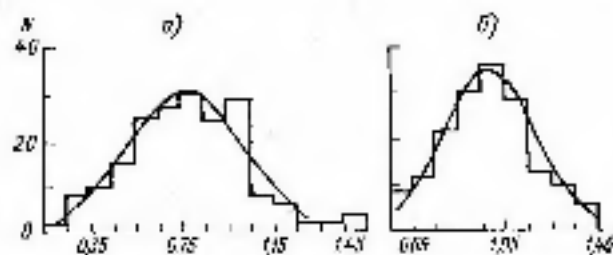


Рис. 2.2. Распределение относительной M/B_k (а) и M/R (б) по измерениям интенсивности таяния (M), радиационного баланса (R) и поглощенной радиации (B_k) на ледниках Средней Азии.

Анализ осредненных за месяц значений таяния и поглощенной радиации на ледниках Средней Азии показывает (рис. 2.3) наличие в июле, августе и сентябре достаточно тесных зависимостей $x_1(z)$ вида

$$x_1(z) = a_0 + b_0 z, \quad (2.68)$$

в которой параметры a_0 и b_0 имеют внутрисезонный ход.

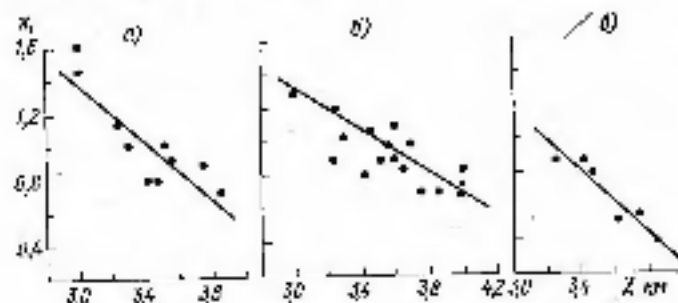


Рис. 2.3. Зависимость коэффициента x_1 в формуле (2.70) от числа местности в июле (а), августе (б) и в сентябре (в).

Для расчета $a_0(t)$ и $b_0(t)$ получены следующие выражения:

$$a_0(t) = 87,67 - 0,525t + 0,000841t^2, \quad (2.69)$$

$$b_0(t) = 0,179t - 0,00028t^2 - 29,29, \quad (2.70)$$

где t — номер дня внутри гидрометеорологического года, начинающегося с 1 октября.

В итоге формулы (2.63)–(2.70) позволяют рассчитывать по упрощенному варианту уравнения (2.50) интенсивность таяния

на ледниках Средней Азии с учетом пространственно-временной изменчивости параметра λ .

Результаты отдельных оценок качества расчета M по формулам (2.67) — (2.70) и выражению

$$\tilde{M} = \frac{\lambda(z, t) B_k + x}{c_k} \quad (2.71)$$

приведены в табл. 2.9. Как видно, применение для определения M более точной формулы (2.71) в ряде случаев заметно уменьшает среднеквадратичную ошибку расчета ($\sigma_{\Delta M}$). Если сравнить значения $\sigma_{\Delta M}$ для ледника Медвежьего в табл. 2.7—2.8, полученные для всех рассмотренных в данной работе формул интенсивности таяния, то оценки качества расчета M по уравнению (2.71) оказываются наилучшими.

Таблица 2.9

Оценки качества расчетов M по формулам (2.67) — (2.70)

Характеристики	Названия ледника						Апримид
	Медвежий	Патагон	Сингирок, 1075 г.	Сингирок, 1060 г.	Цили	Райгорисского	
z , км	8,270	8,590	9,470	9,470	9,000	9,000	8,880
N	100	30	14	24	27	81	37
$\sigma_{\Delta M}$, мм	8,10	7,63	8,19	4,59	16,01	12,37	14,22
$\sigma_{\Delta M}$, мм	7,24	6,44	7,57	9,03	13,83	12,19	13,98

Примечание. z — высота пика измерений таяния на леднике, N — количество случаев расчета M , $\sigma_{\Delta M}$ — среднеквадратичное отклонение расчетов M по формуле (2.67), $\sigma_{\Delta M}$ — среднеквадратичное отклонение расчетов M по формуле (2.71).

Вывод

В условиях массовых расчетов интенсивности таяния в гляциальных областях Средней Азии формулы, основанные на уравнении теплового баланса, не дают улучшения качества расчетов M .

Равную или даже лучшую точность региональных расчетов по сравнению со сложными выражениями (2.37), (2.40), (2.46) и другими обеспечивают формулы (2.59), (2.67) и (2.70), полученные автором для условий ледников Средней Азии.

2.4. Расчет таяния льда и снега под мореной

В соответствии с основным уравнением (1.30) процесс суммарного таяния на ледниках для определения объема таяния льда под мореной необходим:

а) сведения о площади сплошного моренового покрова $S_{\text{мр}}$ и внутригодовой изменчивости $S_{\text{мр}}(t)$ в связи с движением сезонной снеговой границы по леднику.

б) универсальная или локальные функции

$$f(h_c) = M(h_c)/M \quad (2.72)$$

ослабления таяния льда в зависимости от толщины h_c сплошного моренового покрова.

в) данные о средней толщине морены $\bar{h}_c$ в интервале высот от Z_k до $Z_{\text{гс}}(t)$ на площади $S_{\text{мр}}$ или $S_{\text{мр}}(t)$.

При $Z_{\text{гс}}(t) \geq Z_{\text{гс}}$

$$\bar{h}_c = \frac{1}{\Delta Z_c} \int_{Z_k}^{Z_{\text{гс}}(t)} h_c(z) dz, \quad (2.73)$$

а при $Z_k < Z_{\text{гс}}(t) < Z_{\text{гс}}$

$$\bar{h}_c(t) = \frac{1}{\Delta Z_c(t)} \int_{Z_k}^{Z_{\text{гс}}(t)} h_c(z) dz, \quad (2.74)$$

$$\Delta Z_c = Z_{\text{гс}}(t) - Z_k$$

Величина $S_{\text{мр}}$ является одной из обобщенных морфометрических характеристик «среднего ледника» и определяется по данным Каталога ледников СССР. Для оценки внутригодовой изменчивости $S_{\text{мр}}(t)$, согласно выражению

$$S_{\text{мр}}(t) = \int_{Z_k}^{Z_{\text{гс}}(t)} s(z) dz, \quad (2.75)$$

используются данные об изменении высоты сезонной снеговой границы $Z_{\text{гс}}(t)$ в течение абляционного периода и морфометрические показатели «среднего ледника»: Z_k — высота конца ледника, $s(z)$ — распределение площади ледника в зависимости от высоты.

Методы определения Z_k и $s(z)$ изложены в разделе 1.2, а $Z_{\text{гс}}(t)$ в разделе 3.3. Рассмотрим далее способы описания $f(h_c)$ и $h_c(z)$ применительно к региональной модели процесса суммарного таяния ледников и бассейне.

К настоящему времени в пределах Средней Азии экспедиционные измерения таяния под мореной выполнены примерно на полутора десятках ледников — Федченко, Медвежий, Русского Географического общества (РГО), Ленин, Имет, Райгорисского, Пахтакор, Аютер-2, и Аютер-3, Баркрак, Карабиклак, Гомубаша, Шокальского, Сатпаева, Центральном Туюксу [24, 59, 88, 110, 165, 225]. Аналогичные данные имеются также по ряду ледников других горных территорий Советского Союза (Кавказ, Алтай) [68, 69, 155, 185, 211].

После осреднения такого рода исходных данных и представления их в виде относительных значений таяния $\frac{M(h_c)}{M}$ на графике связи

$$\frac{M(h_c)}{M} = f(h_c), \quad (2.76)$$

как правило, выражавшаяся функцией, имеющей максимум при некотором $h_c > 0$, а затем убывающая с возрастанием h_c . Обобщенные численные значения $f(h_c)$ для различных толщин мореного покрова приведены ниже в табличном виде:

h_c см	0	0,2	0,5	0,8	1,0	2,0	3,0	10	20	30	40	100	150	200	250	300
$f(h_c)$ %	100	108	110	105	102	86	60	43	26	17	12	8	5	3	1	1

Рассмотрим далее значения $f(h_c)$, полученные по измерениям M и $M(h_c)$ на отдельных ледниках Средней Азии.

Разброс точек на графиках $f(h_c) = [M(h_c)]/M$, объединяющих относительные значения таяния под мореной на различных ледниках, показывает, что пространственно-временная изменчивость параметров этой зависимости несомненно значительна.

В первом приближении вариацию относительных значений таяния льда при одной и той же толщине морены в условиях Средней Азии характеризуют данные в табл. 2.10. Частично изъяснимость относительных значений таяния в табл. 2.10 можно объяснить отсутствием количественных признаков «супер» поверхности ледника, однако основные причины резких колебаний $f(h_c)$, к сожалению, изучены недостаточно.

В связи с этим в расчетах таяния льда под мореной различной толщины использовались [89, 208, 209, 210] обобщенные эмпирические зависимости $f(h_c)$.

Проанализируем в общем виде возможные варианты аналитического представления $f(h_c)$, принимая во внимание экспериментальные оценки относительной интенсивности таяния льда под мореной, в соответствии с которыми функция (2.76) имеет максимум при $h_c > 0$ и две характерные точки, где $f(h_c) = 1$. Одна из этих точек представляет собой показатель относительной интенсивности таяния льда в отсутствии морены, другая объясняется полным усвоением в слое h_c диссипативного тепла, поглощенного поверхностью морены вследствие уменьшения альбедо.

В расчетах интенсивности таяния льда мореной толщины h_c удобнее использовать такую форму зависимости (2.76), которая при $h_c = 0$ дает относительное значение таяния льда, свободного от мореного покрова. Для решения этой задачи рассмотрим потоки тепла, поступающие за день на поверхность чистого льда P_c , поверхность морены $P_m(0)$ и на поверхность раздела морены—лед $P(h_c)$ при $h_c > 0$.

Предположим, что процесс поглощения тепла, поступающего на поверхность морены, в слое толщиной h_c может быть описан простейшим дифференциальным уравнением

$$\frac{dP_c}{dh_c} = -\beta P_c, \quad (2.77)$$

$$P_c = P_c(0) - P(h_c). \quad (2.78)$$

После интегрирования (2.77) получим

$$P(h_c) = P_c(0) e^{-\beta h_c} \quad (2.79)$$

Обобщенные значения $f(h_c)$ в условиях Средней Азии под мореной различной толщины (в процентах от таяния открытой поверхности ледника)

Месяц	Толщина мореного покрова, см	Толщина мореного покрова, см									
		5		10		20		30		50	
		предел	среднее	предел	среднее	предел	среднее	предел	среднее	предел	среднее
Июль	I	60		41		26		16			
	II	61—72	66	33—42	38	18—28	23	10			
	III	57—88	72	33—74	49	24—50	34	12—19	16	15	
За месяц			70		44		29		16		
Август	I	48—04	64	35—03	50	17—89	37	16—21	18	8—14	11
	II	63—94	72	38—85	67	22—44	36	16—26	28	36	
	III	51—88	67	35—60	48	21—63	37	11—32	21	15	
За месяц			67		53		35		22		10
Сентябрь	I	61—83	67	38		21—53	37	13			
	II	43		30		21		10			
	III	40—42	41	17—27	22	4—13	8	0—7	4		
За месяц			52		28		22		4		
За мес. октябрь			58		40		34		22		16

Примечания: I) Результаты измерений таяния льда под мореной различной толщины относятся к интервалу высот 2000—3400 м. В таблице приведены данные наблюдений [132, 162, 174, 188, 203, 211, 233] на ледниках Мелешинском, Центральном Туюков, Райторолском, Красновом, Анжир 2, Голубин, Федосинко, Саглевом, Аксу-Бостонном, Саян (данные ТажиУКС).

2) При определении средних за июль—сентябрь значений $f(h_c)$ учтены также данные, которые не были использованы для расчета средних месячных значений $f(h_c)$.

или, разделив обе части (2.80) на $P_c(0)$ и проинтегрировав первыми двумя членами разложения $e^{-\beta h_c}$ и степенной ряд

$$\frac{P(h_c)}{P_c(0)} \approx \frac{1}{1 + \beta h_c}, \quad (2.80)$$

где β — коэффициент поглощения.

Как видно, формулы (2.79) и ее приближенный вариант (2.80) характеризуют экспоненциальное убывание потока тепла, приходящего при $h_c > 0$ на границу раздела морены—лед, относительно потока, поступающего на поверхность морены.

Соотношение между потоками тепла P_h и $P_c(0)$ можно записать в виде

$$P_c(0) = P_h + \Delta P, \quad (2.81)$$

где ΔP обусловлено увеличением поглощенной радиации в связи с изменением альбедо поверхности. Тогда в зависимости от того,

какой поток и (2.79) принять как исходный, заменяя при (2.79) приближенные формулы представим следующим образом:

$$\frac{P(h_c)}{P_n} = \frac{1 + \frac{\Delta P}{P_n}}{1 + \beta_1 h_c} \quad (2.82)$$

или

$$\frac{P(h_c)}{P_n(0)} = \frac{1 - \frac{\Delta P}{P_n(0)}}{1 + \beta_1 h_c} \quad (2.83)$$

Хотя каждый из этих вариантов пригоден для оценки поглощающей способности морены относительно P_n или $P_n(0)$, оба они неудобны в расчетах таяния, поскольку при $h_c=0$ правая часть отношений (2.82) и (2.83) не равна единице.

Для расчетов таяния льда под мореной целесообразно использовать формулу (2.82), которую необходимо преобразовать так, чтобы она удовлетворяла заданным ранее условиям.

Очевидно, что выполнение условий $f(h_c)=1$ при $h_c=0$ и $f(h_c)=0$ при $h_c \rightarrow \infty$ возможно, если аргумент уравнения (2.82) представить в виде

$$\xi = (h_c - h_0)^2, \quad (2.84)$$

где h_0 — некоторый параметр, имеющий размерность длины. Зависа h_c степенным выражением необходимо, чтобы сохранять положительный знак произведения в знаменателе формулы (2.82) при $h_c < h_0$.

Таким образом, вместо (2.82) предлагается выражение

$$\frac{P(h_c)}{P_n} = \frac{1 + \frac{\Delta P}{P_n}}{1 + \beta_1 (h_c - h_0)^2}, \quad (2.85)$$

откуда, используя условие $f(h_c)=1$ при $h_c=0$, находим

$$h_0 = \sqrt{\frac{\Delta P}{\beta_1 P_n}}. \quad (2.86)$$

Из (2.86) следует, что параметр h_0 обеспечивает приведение $P_n(0)$ к P_n и устраняет отмеченное выше, нежелательное для расчетов таяния, свойство формулы (2.82) при $h_c=0$.

Исследование $f(h_c)$ в формуле (2.85) показывает, что эта функция имеет максимум при $h_c=h_0$ и две характерные точки, в которых при $h_c=0$ и $h_c=2h_0$, $f(h_c)=1$. Следовательно, предлагаемая формула (2.85) удовлетворяет всем условиям, необходимым для корректного расчета таяния льда под мореной с помощью зависимости (2.75), если в (2.85), как это обычно делается, потоки тепла $P(h_c)$ и P_n заменить величинами $M(h_c)$ и M , т. е.

$$\frac{M(h_c)}{M} = \frac{1 + \frac{\Delta P}{c_s M}}{1 + \beta_1 (h_c - h_0)^2}, \quad (2.87)$$

где c_s — удельная теплота фазового перехода.

Для приближенной оценки $\frac{\Delta P}{c_s M}$ используем предположение $\Delta P = \Delta B_n$, где

$$\Delta B_n = B_{nm} - B_{nl} \quad (2.88)$$

— разность в значениях поглощенной радиации на поверхностях морены и льда. Представим ΔB_n в виде

$$\Delta B_n = Q_{\infty}(1 - A_{nm}) - Q_{\infty}(1 - A_{nl}) = Q_{\infty}(A_{nl} - A_{nm}), \quad (2.89)$$

где Q_{∞} — суммарная радиация; A_{nm} — альbedo морены; A_{nl} — альbedo льда. Из (2.89) и (2.82) следует

$$\frac{B_{nm}}{B_{nl}} = 1 + \frac{Q_{\infty}(A_{nl} - A_{nm})}{Q_{\infty}(1 - A_{nl})} = \frac{1 - A_{nm}}{1 - A_{nl}} \quad (2.90)$$

или

$$B_{nm} = B_{nl} \frac{1 - A_{nm}}{1 - A_{nl}}.$$

Безразмерное отношение (2.90), представляющее коэффициент усиления поглощенной радиации, было введено в [102, 110] при рассмотрении вопроса искусственного воздействия на таяние ледников.

Таким образом, вместо (2.88) напомним

$$\Delta B_n = B_{nl} \left(\frac{1 - A_{nm}}{1 - A_{nl}} - 1 \right) \quad (2.91)$$

и подставим это выражение в (2.87), тогда

$$\frac{M(h_c)}{M} = \frac{1 + \frac{B_{nl}}{c_s M} \left(\frac{1 - A_{nm}}{1 - A_{nl}} - 1 \right)}{1 + \beta_1 (h_c - h_0)^2}, \quad (2.92)$$

Используя численные характеристики: $\frac{B_{nl}}{c_s M} = 0,80$; $A_{nm} = 0,12$; $A_{nl} = 0,38$, полученные в предыдущих разделах работы и в [103, 109, 110], приведем формулу (2.92) к виду

$$\frac{M(h_c)}{M} = \frac{K_c}{1 + \beta_1 (h_c - h_0)^2}, \quad (2.93)$$

где $K_c = 1,34$, а значения β_1 и h_0 можно установить по экспериментальным измерениям $M(h_c)$, M и уравнению (2.86).

В общем случае задачу о расчете таяния льда под мореной следует рассматривать относительно любого из типов поверхности, встречающейся на леднике. Тогда достаточно очевидно, что величина K_c в формуле (2.93) должна варьировать в зависимости от значения альbedo естественной поверхности A_n , относительно которой определена функция $M(h_c)$. Поскольку эта поверхность может представлять собой лед, фирн или снег с широким диапазоном альbedo для каждого из типов [105, 109, 110], в расчетах таяния льда под мореной следует учитывать зависимость $K_c = f(A_n)$, которую

иллюстрирует рис. 2.4. Эта зависимость установлена путем подстановки в выражение

$$K_c = 1 + \frac{B_k}{c_s M} \left(\frac{1 - A_{\text{анн}}}{1 - A_s} - 1 \right) \quad (2.94)$$

средних значений A_s снега, фирна и льда, полученных автором ранее в работах [103, 109, 110].



Рис. 2.4. Зависимость коэффициента K_c в формуле (2.101) от средних значений альбедо A_s снега, фирна и льда. Значения альбедо заданы в соответствии с классификацией A_s в работе [112].

Методом наименьших квадратов зависимость $K_c = f(A_s)$ аппроксимирована в виде

$$K_c = 0,97 + 0,000145 A_s^{2,18} \quad (2.95)$$

Подставляя (2.95) в (2.93), получим формулу

$$M(h_c) = M \frac{0,97 + 0,000145 A_s^{2,18}}{1 + \beta_1 (h_c - h_0)^2} \quad (2.96)$$

для расчетов таяния под мореной в зависимости от толщины слоя h_c и интенсивности таяния M на свободной от моренного покрова поверхности снега, фирна или льда с альбедо A_s . Значения A_s в (2.96) задаем в соответствии с классификацией альбедо в [110].

Если построить графики функции (2.93) для нескольких значений A_s , то получающееся при этом семейство кривых отличается

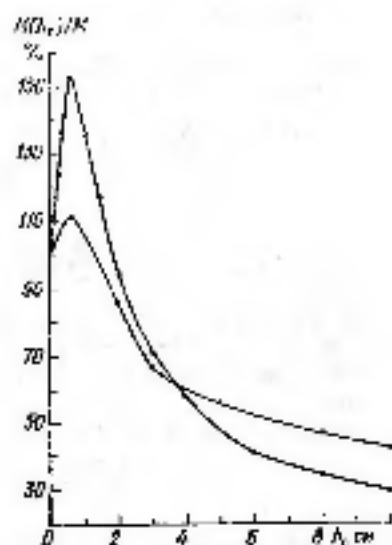


Рис. 2.5. Эмпирические кривые относительной интенсивности таяния льда под мореной различной толщины, лежащей на поверхности снега (1) и льда (2).

Графики построены по данным [88, 112, 225, 273].

положением минимума $M(h_c)$ и скоростью изменения функции в его окрестности. Анализ такого рисунка интересен и полезен тем, что, во-первых, объясняет разброс точек на эмпирических графиках $f(h_c)$ и, во-вторых, позволяет выбрать оптимальный вариант замыкания ледника для численного моделирования искусственного воздействия на таяние.

В качестве примера графиков функций $f(h_c)$ приведен рис. 2.5, где по данным [88, 110, 225, 273] построены эмпирические кривые относительной интенсивности таяния под мореной, лежащей на поверхности снега и льда. По этим графикам не трудно определить значение h_0 для каждой из функций и найти коэффициент β_1 в формуле (2.93) при условии $h_c = 2h_0$ и $f(h_c) = 1$, тогда

$$\beta_1 = \frac{K_c - 1}{h_0^2} \quad (2.97)$$

При A_s для снега 76 %, $\beta_1 = 6,0 \text{ см}^{-2}$, а для льда при $A_s = 30$ %, $\beta_1 = 0,58 \text{ см}^{-2}$.

Что касается необходимых для расчета $M(h_c)$ массовых средних и распределения среднего слоя морены $h_c(z)$ по поверхности ледника, то такие данные в настоящее время отсутствуют и вряд ли будут получены в дальнейшем путем непосредственных измерений.

Для косвенной оценки вида функции $h_c(z)$ используем предложенное Г. Е. Глазыриным [32] уравнение изменения массы морены вдоль ледника

$$\frac{dm}{dz} = - \frac{\Phi_m B(z)}{v_{г.л} \sin \alpha} \quad (2.98)$$

где $B(z)$ — баланс аккумуляции и абляции льда; Φ_m — коэффициент, характеризующий среднее многолетнее поступление морены на ледник извне; $v_{г.л}$ и α — соответственно скорость движения ледника и его уклон также на высоте z .

Учитывая примытый в настоящей работе способ определения площади моренного покрова на «средних ледниках» и полагая не очень значительным ($\leq 0,1-0,2 \text{ км}$) прерывание $Z_{\text{г.л}}$ над ледным конком ледника, примем для интервала высот $\Delta Z_c = Z_{\text{г.л}} - Z_n$ осредненные значения B , $v_{г.л}$ и α . Тогда вместо правой части формулы (2.98) напишем

$$\frac{\Phi_m B}{v_{г.л} \sin \alpha} = Y_c = \text{const} \quad (2.99)$$

и, интегрируя по z упрощенный вариант уравнения (2.98)

$$\frac{dm}{dz} = -Y_c \quad (2.100)$$

получим

$$m(z) = m(z_1) - Y_c(z - z_1) \quad (2.101)$$

где $z_1 = Z_{\text{пл}}$ и $z = \Delta Z_c$. Из очевидного условия $m(z) = 0$ при $z = -Z_{\text{пл}}$ найдем

$$Y_c = \frac{m(Z_c)}{Z_{\text{пл}} - Z_c} \quad (2.102)$$

и подставим это выражение в (2.101), тогда

$$m(z) = m(Z_c) + \frac{m(Z_c)}{Z_{\text{пл}} - Z_c} (z - Z_c), \quad (2.103)$$

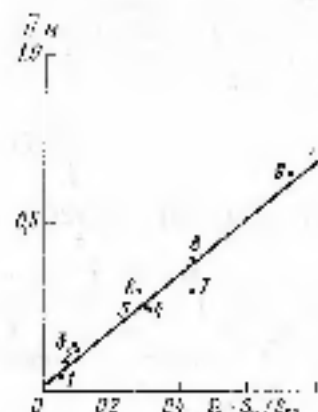


Рис. 2.6. Зависимость средней толщины морены на конне ледника от отношения площади сплошного покрова ($\Omega = S_{\text{пл}}/S_{\text{обл}}$) по измерениям интара в данных [59, 97, 111, 185, 186] на ледниках: 1 — Гяккюр, 2 — Амаузу, 3 — Акпор-2, 4 — Мисевский, 5 — Инильяк, 6 — Фелечко, 7 — Шельда, 8 — Карабашев, 9 — Бичагиль.

что после деления обеих частей на плотность морены даст исконую функцию распределения средней толщины морены в зависимости от абсолютной высоты поверхности ледника

$$h_c(z) = H_c(Z_c) + \frac{H_c(Z_c)}{Z_{\text{пл}} - Z_c} (z - Z_c), \quad (2.104)$$

которую можно записать также в виде

$$h_c(z) = H_c(Z_c) + \frac{H_c(Z_c)}{\Delta Z_c} \Delta z, \quad (2.105)$$

если принять, что Δz — превышение над нижним концом ледника.

Для расчета $h_c(z)$ по формуле (2.105) необходимы данные о $H_c(Z_c)$ на «средних ледниках». В настоящей работе приближенное решение этого вопроса основано на зависимости $H_c(Z_c) = f(\Omega)$, где Ω — отношение площадей сплошного мореного покрова к области облытия. Вид зависимости $H_c(Z_c) = f(\Omega)$, построенной по измерениям автора и данным других исследователей, иллюстрирует рис. 2.6.

При подготовке исходных данных для расчета суммарного таяния ледников (см) в качестве аппроксимации полученной связи применяется эмпирическая формула

$$H_c(Z_c) = 8(\Omega) + 2.9. \quad (2.106)$$

После того как найден способ определения $H_c(Z_c)$, вычисление средней толщины морены $h_c(\Delta z)$ в интервале высот $\Delta z = z - Z_c$

трудностей не представляет и, учитывая линейный вид функции $h_c(z)$, выполняется по формуле

$$h_c(\Delta z) = \frac{H_c(Z_c) + \left[H_c(Z_c) - \frac{H_c(Z_c)}{\Delta Z_c} \Delta z \right]}{2} = \frac{H_c(Z_c) 2(\Delta Z_c - \Delta z)}{2 \Delta Z_c}, \quad (2.107)$$

где $\Delta z \leq \Delta Z_c$ — некоторая высота в пределах площади сплошного мореного покрова на «средних ледниках».

Более детальный анализ вида зависимости $h_c(z, t)$ может быть выполнен для отдельных ледников, где получены соответствующие экспериментальные данные или аналитические выражения функций $B(z, t)$, $a_{\text{пл}}(z, t)$ и др. В частности, пример описания $h_c(z, t)$ для ледника Колки на основе конечно-разностной аппроксимации решения одномерного уравнения неразрывности, осложненного источником, изложен в работе В. Г. Ходакова [209, 210]. Как и следовало ожидать, зависимости $h_c(z, t)$ оказываются нелинейными. Однако, судя по графикам $h_c(z, t)$ в работе [209, 210] и учитывая стохастический характер использованных В. Г. Ходаковым функций $M(z)$ и $v_{\text{пл}}(z)$, зависимости $h_c(z, t)$ для ледника Колки в интервале от 10 до 40 лет вполне удовлетворительно могут быть описаны линейными формулами.

Таким образом, вместо использования сложных и требующих большого количества информации способов оценки $h_c(z, t)$ достаточно по крайней мере через 10 лет уточнить единственный морфометрический параметр мореного покрова $\Omega = S_{\text{пл}}/S_{\text{обл}}$, необходимый для расчета $h_c(\Delta z)$ по формулам (2.105) — (2.107). Учитывая интенсивное развитие аэрокосмических методов измерений, решение этой задачи представляется несомненно осуществимым.

Выводы

1. Отсутствие исходной информации, необходимой для применения полного уравнения теплового баланса, приводит всех авторов к необходимости использования в расчетах интенсивности таяния сокращенных вариантов этого уравнения.

Даже в сокращенном виде уравнение теплового баланса содержит большое количество эмпирических коэффициентов. Для массовых региональных расчетов интенсивности таяния на основе уравнения теплового баланса необходимы методы пространственно-временной экстраполяции этих коэффициентов. В большинстве случаев удовлетворительное решение данного вопроса в настоящее время отсутствует. Кроме того, широкому использованию уравнения теплового баланса для определения интенсивности таяния снега и льда препятствует отсутствие методов экстраполяции скорости ветра в высокотурбулентных условиях.

2. Широкое применение изложенной в 1-й главе модели процесса суммарного таяния ледников и ледникового стока в бассей-

как рек Средней Азии обеспечивают полученные автором локальные и региональные формулы интенсивности таяния снега и льда. Основой для оптимизации состава и количества аргументов в этих формулах является уравнение множественной регрессии, в котором таяние выражено как стохастическая функция радиационного баланса или поглощенной радиации, температуры воздуха, общей облачности, абсолютной и относительной влажности воздуха.

3. Аргументами оптимальных эмпирических формул для массовых расчетов интенсивности таяния ледников Средней Азии являются поглощенная солнечная радиация и температура воздуха (при условии их усреднения не менее чем за декаду). Наличие B_n в составе двухфакторных локальных и региональных формул, как правило, существенно (в 1,3—1,5 раза) увеличивает объяснимую долю дисперсии функции, позволяет выполнить расчет таяния с учетом ориентации и уклона поверхности и, следовательно, получить наилучшее приближение к естественным условиям.

4. В результате проверки установлено, что полученные автором двухфакторные локальные и региональные формулы $M(B_n, \Theta)$ обеспечивают такое же или лучшее качество расчета интенсивности таяния снега и льда, как и варианты уравнения теплового баланса таяния, предложенные Ю. М. Денисовым [48, 56]. При этом в формулах автора используются существенно меньше исходной информации и экстраполяционных зависимостей.

Проверка на независимом материале показала устойчивость параметров эмпирических уравнений, а также приемлемость региональной двухфакторной формулы автора $M(B_n, \Theta)$ для расчетов интенсивности таяния на ледниках Кавказа. Статистическая надежность параметров в формулах интенсивности таяния обусловлена весьма представительным составом выборок исходных данных для многофакторного регрессионного анализа, которые включали более 2500 результатов измерений таяния и метеорологических элементов на 26 ледниках, расположенных в бассейнах рек Зайлийского, Таласского, Кунгя и Терская Алатау, хребтов Киргизского, Пскемского, Угамского, Зеравшанского, Тиссарского, Алайского, Заалайского, Дарвазского и Ак-Акемин Науг.

5. Наряду с локальными и региональными эмпирическими формулами для расчетов интенсивности таяния может быть использован предложенный в работе вариант уравнения теплового баланса. Он включает поглощающую радиацию B_n и некоторый параметр, полученный путем свертки остальных, кроме B_n , членов полного уравнения теплового баланса.

6. Полученная автором универсальная функция ослабления таяния в зависимости от толщины сплошной морены h_c и альбедо поверхности ледника имеет максимум при $h_c > 0$ и две характерные точки, где $f(h_c) = 1$. Функция $f(h_c)$ возрастает от единицы при $h_c = 0$ до максимума, затем асимптотически убывает по мере увеличения толщины морены. Скорость изменения $f(h_c)$ при $0 \leq h_c \leq 10$ см зависит от альбедо поверхности ледника, свободной от сплошной морены.

7. Средняя толщина моренного покрова на концах ледников Средней Азии и Кавказа является линейной функцией отношения площади морены к площади языка ледника.

Если площадь морены на леднике находится в пределах 200-метровой высотной зоны, распределение толщины морены в зависимости от высоты местности является убывающей линейной функцией. Нижний предел этой функции равен нулю, а верхний — средней толщине морены на кончике ледника.

Глава 3

Сезонная снеговая граница и внутригодовой режим аккумуляции и таяния на ледниках

3.1. Реконструкция и прогноз максимальной высоты снеговой границы на ледниках

Сведения о движении сезонной снеговой границы по поверхности ледников и в особенности о ее максимальной высоте $Z_{\text{макс}}$ в конце абляционного периода являются весьма содержательным гляциологическим показателем. Как видно из табл. 3.1 и 3.2, коэффициент корреляции линейной зависимости между максимальной высотой снеговой границы и годовым балансом (α) аккумуляции и абляции почти равен единице. Достаточно высокая также ($r = 0,70 \div 0,95$) теснота связи между $Z_{\text{макс}}$ и годовой абляцией. Большие практические значения имеют зависимости (см. например, [119, 156, 165, 238, 260]) между $Z_{\text{макс}}$ и ледниковым стоком.

Таким образом, наличие тесных зависимостей между основными элементами водно-ледового баланса ледника и легко определяемой характеристикой $Z_{\text{макс}}$ существенно упрощает рядовые гляциологические расчеты. Покажем это на примере зависимости

Таблица 3.1

Теснота зависимости между максимальной высотой снеговой границы на ледниках $Z_{\text{макс}}$ и годовым балансом аккумуляции и абляции

Ледник	Коэффициент корреляции	Ледник	Коэффициент корреляции
Уайтглетчер	-0,97	Самрогата	-0,98
Девон Айс Кап	-0,98	Южный Каскадный	-0,88
Гулкина	-0,96	Линдерглетчер	-0,91
Вуттерли	-0,98		

Примечание. Определены автором по данным, опубликованным в [248, 249, 263, 264, 274, 275].

$Z_{\text{ледн}} = f(B)$, общим аналитическим видом которой является линейное уравнение

$$Z_{\text{ледн}} = a_2 B + b_2, \quad (3.1)$$

где a_2 и b_2 — локальные или региональные эмпирические коэффициенты.

Подставив в (3.1) вместо годового баланса ледника B разность годовых значений аккумуляции Ak и абляции Ab , получим

$$Z_{\text{ледн}} = a_2 (Ak - Ab) + b_2, \quad (3.2)$$

откуда следует, что

$$Ak = \left(\frac{Z_{\text{ледн}} - b_2}{a_2} \right) + Ab, \quad (3.3)$$

т. е. сложные и трудные определения суммарной аккумуляции на леднике замещены более простыми измерениями или расчетами $Z_{\text{ледн}}$ и суммарной абляции.

Весьма велико значение зависимостей типа (3.1) и (3.3) в расчетах внутригодового и многолетнего режима таяния в ледниковом стоке для гляциальных областей и их отдельных районов, где невозможны прямые оценки годовой аккумуляции и ее распределения по ледникам. Единственный практически приемлемый способ, хотя и косвенный, но надежной оценки Ak и $Ak(z)$ заключается в использовании замещающего свойства $Z_{\text{ледн}}$, которая строго маркирует площадь ледника, где зимне и летние твердые осадки сглаживаются полностью.

Непосредственное построение и использование уравнений типа (3.1) для локальных или региональных определений $Z_{\text{ледн}}$ и $Ak(z)$ в гляциальных областях требует прямых измерений B , которые должны были бы выполняться на сотнях и тысячах ледников в пределах отдельных речных бассейнов. Естественно, такой путь совершенно невозможен.

В связи с этим было предложено [112, 113] недоступный для массовых расчетов режим ледника аргумент зависимости $Z_{\text{ледн}} = -f(B)$ заменить его индексом, который, по-первых, имеет очевидную генетическую связь с годовым балансом ледника (B), во-вторых, легко может быть рассчитан по данным метеорологических станций.

Таким образом, вместо $Z_{\text{ледн}} = f(B)$ запишем

$$Z_{\text{ледн}} = f(I_B), \quad (3.4)$$

$$I_B = \frac{q_1 - \bar{q}}{\bar{q}} = \frac{\theta_1 - \bar{\theta}}{\bar{\theta}}, \quad (3.5)$$

$$\bar{q} = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N q_i, \quad (3.6)$$

$$\bar{\theta}_i = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N \theta_i. \quad (3.7)$$

Условные обозначения в (3.4) — (3.7) следующие: I_B — индекс годового баланса ледника, q_i — сумма осадков на метеорологической станции в конкретном бассейне реки за период зимне-весенней аккумуляции (например, октябрь—май) в i -том году, N — длина временного ряда, θ_i — средняя температура воздуха за период летней абляции (июнь—сентябрь) на той же метеорологической станции в i -ом году.

Периоды суммирования осадков и температуры воздуха должны соответствовать характерной продолжительности периодов эпизодической аккумуляции и летней абляции в конкретной гляциальной области. Как видно, безразмерная аномалия $I_B = (q_i - \bar{q})/\bar{q}$ осадков в i -том году является индикатором аккумуляции, а $I_\theta = (\theta_i - \bar{\theta})/\bar{\theta}$ — индикатором абляции. Тогда их безразмерная разность

$$I_B = I_q - I_\theta \quad (3.8)$$

приобретает смысл отнормированной оценки годового баланса отдельного ледника или района гляциальной области.

В состав индекса баланса I_B могут входить также в виде безразмерных аномалий, другие метеорологические элементы, уточняющие или дополняющие относительные характеристики основных статей баланса вещества гляциальной области. К числу таких элементов следует отнести облачность, абсолютную и относительную влажность воздуха. Несомненно, полезным было бы включение в состав I_B суммарной радиации и показателя прозрачности атмосферы, однако количество пунктов измерений солнечной радиации, действующих в тирах Средней Азии, представляет для этой цели весьма ограниченную возможность.

Целесообразно также не только расширение состава индекса баланса, но и более глубокий анализ некоторых его компонентов, например, отдельное рассмотрение аккумуляции снега в общем количестве атмосферных осадков.

Аналитический вид зависимости $Z_{\text{ледн}} = f(I_B)$ для конкретного ледника или группы ледников обусловлен априори неизвестными локальными особенностями климата и рельефа гляциальной зоны, поэтому уравнение (3.4) необходимо получить в форме, заранее исключаяющей эти особенности.

Эта задача решается путем редуцирования исходных переменных, выполнения вероятности превышения $P(X > x)$ в зависимости от ранговых номеров упорядоченных величин и определения для каждого i -того значения квантили $u = F(P_i)$ выбранной стандартной функции распределения.

В частности, выравнивание монотонных нелинейных корреляционных связей производится путем нормализации переменных. Выполняя над составляющими формулы (3.4) процедуру нормализации, общие принципы которой детально описаны в работе [7], получим последовательно

$$P_i(Z_{\text{ледн}}) = f[P_i(I_B)] \quad (3.9)$$

$$P[P_i(Z_{\text{макс}})] = f[F(P_i(I_n))]. \quad (3.10)$$

Приведение уравнения (3.4) к формулам (3.9) и (3.10) имеет решающее значение для реконструкции $Z_{\text{макс}}$ в гляциальных областях Средней Азии за период наличия там же данных об осадках и температуре воздуха, поскольку зависимости (3.9) и (3.10) всегда линейны и при отсутствии случайных ошибок повторяющихся величин аргумента и функции и коэффициента корреляции для (3.9) порядка 0,90 и выше почти не отличаются от биссектрисы координатного угла.

Этот вывод следует из формулы ранговой линейной регрессии, полученной Г. А. Алексеевым [7]:

$$\bar{P}_y = \bar{P}_x + r_{P_x P_y} (P_x - \bar{P}_x), \quad (3.11)$$

где для переменных P_x и P_y , которые после ранжирования распределены равномерно в интервале $0 \leq P_i \leq 1$, $P_x = P_y = P$,

$$\bar{P}_x = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N P_i = \int_0^1 P dp = 0,5 \quad (3.12)$$

и

$$\bar{P}_y = 0,5 + r_{P_x P_y} (P_x - 0,5), \quad (3.13)$$

где $r_{P_x P_y}$ — коэффициент линейной ранговой корреляции.

Столь же очевидно равенство квантилей u_x и u_y в случае нормализованной регрессии (3.10), когда $\bar{P}_x = \bar{P}_y = 0$, а коэффициент корреляции $> 0,90$:

$$\bar{u}_y = r_{u_x u_y} u_x, \quad (3.14)$$

здесь $r_{u_x u_y}$ — коэффициент линейной корреляции для нормализованных переменных. В работе [7] показано, что несмотря на различия регрессионных функций (3.13) и (3.14) коэффициенты корреляции этих уравнений практически равны друг другу.

Из уравнений (3.13) — (3.14) следует, что при $r_{P_x P_y} P_{Z_{\text{макс}}} = 1$ $P_{Z_{\text{макс}}} \cong P_{I_n}$, а при $0,90 \leq r_{P_x P_y} P_{Z_{\text{макс}}} \leq 1$ $P_{Z_{\text{макс}}} = P_{I_n}$. Таким образом, теснота зависимости (3.10) порядка 0,80 : 0,95 обеспечивает достаточно надежное определение $\Phi(\bar{u}_{Z_{\text{макс}}})$ — вероятности превышения квантили нормальной интегральной функции распределения $Z_{\text{макс}}$.

В табл. 3.2 приведены полученные автором путем обработки непосредственных измерений на ледниках СССР, Австрии, Канады, Швеции, Швейцарии коэффициенты взаимной линейной корреляции для $Z_{\text{макс}}$, баланса, индекса баланса и его компонентов — индексов аккумуляции и абляции. Эти данные не оставляют

сомнений в том, что безразмерный индекс баланса аккумуляции и абляции (таяния) и его компоненты, определяемые по наблюдениям внеледниковых метеорологических станций, являются простыми, удобными и вполне обоснованными относительными характеристиками важнейших показателей (B , $Z_{\text{макс}}$, A_k , A_b) режима гляциальных областей.

Используя указанное свойство I_n и вычислив по имеющемуся ряду $P(I_n)$, мы тем самым сразу же получаем ориентировочную оценку $P(Z_{\text{макс}})$. Теперь для того чтобы перейти от $P(Z_{\text{макс}})$ или «выборочной обеспеченности» $Z_{\text{макс}}$ к абсолютной максимальной высоте снеговой границы в i -том году, необходимо знать $\Delta Z = \sup(Z_{\text{макс}}) - \inf(Z_{\text{макс}})$ — вероятный предел варьирования $Z_{\text{макс}}$ за многолетний период.

Полная, что значения ΔZ известны, $Z_{\text{макс}}$ в i -том году определяем по формуле

$$\tilde{Z}_{\text{макс}} = \inf(Z_{\text{макс}}) + \Delta Z P_i(I_n) \quad (3.15)$$

или

$$\tilde{Z}_{\text{макс}} = \sup(Z_{\text{макс}}) - \Delta Z [1 - P_i(I_n)], \quad (3.16)$$

где $\inf(Z_{\text{макс}})$ и $\sup(Z_{\text{макс}})$ — соответственно самое низкое и самое высокое положение $Z_{\text{макс}}$ на леднике, $P_i(I_n)$ — выборочная обеспеченность индекса баланса в i -том году.

Надежность восстановления ряда $Z_{\text{макс}}$ за прошедший период в N лет по имеющимся рядам q и θ , естественно, зависит от того, насколько обоснованно назначено или получено значение ΔZ . Для этого необходимо всего для наблюдений над $Z_{\text{макс}}$, но только в экстремальные годы по условиям накопления и расходования осадков.

Анализ материалов аэровизуальных наблюдений за снеговой границей в конце периода абляции, данных экспедиционных и стационарных гляциологических работ на территории Средней Азии в годы различные по условиям накопления осадков показал, что гипотеза о совпадении генеральных экстремумов $Z_{\text{макс}}$ с отметками начала и конца ледников хорошо согласуется с фактическими данными для глетчеров с наиболее часто встречающимися размерами площади: от 1 до 3 км².

Случаи полного освобождения поверхности ледников от сезонного снега (т. е. $Z_{\text{макс}} \geq Z_0$) отмечены неоднократно в самых различных климатических условиях и для широкого диапазона морфологических типов ледоисчисления. Например, ледники Федченко, Иньиньцек, Зеравшанский, Абрамова, ледники в бассейнах рек Пскем, Чу и др. Даже на северном склоне хр. Запайский Алтай, где для внутригодового распределения осадков в гляциальной области характерны интенсивные летние снегопады, сотрудниками сектора Географии АН КазССР отмечен случай полного освобождения Центрального Туюксуевского ледника от сезонного снега [186]. Реализация условия $Z_{\text{макс}} \leq Z_0$ в годы с максимальной

аккумуляцией для крупных и девдритовых ледников пока не подтвердилось.

Из этого следует, что предположение о совпадении в условиях следения Средней Азии генеральных экстремумов Z_{max} с высотами начала и конца ледников вполне согласуется с фактическими данными.

Тогда заменим в формулах (3.15) и (3.16) $\ln(Z_{max})$ на Z_{max} — высоту конца ледника, а $\ln(Z_{min})$ на высоту начала ледника — Z_{min} . Соответственно для относительного диапазона варьирования Z_{max} в течение многовекового периода получим $\Delta Z = Z_{max} - Z_{min}$.

В результате для реконструкции многовекового ряда Z_{max} на основе данных Каталога ледников и палеоклиматических метеорологических станций имеем

$$\bar{Z}_{max} = Z_{min} + \Delta Z P_1(I_B) \quad (3.17)$$

или

$$\bar{Z}_{max} = Z_{min} + \Delta Z [1 - P_2(I_B)]. \quad (3.18)$$

Определение $P(I_B)$ и соответственно $P(Z_{max})$ и зависимости от ранговых номеров упорядоченного ряда I_B приводит к тому, что добавление очередного года в выборку изменяет количественные оценки всей ранее вычисленной цепочки $P(I_B \rightarrow P(Z_{max})) \rightarrow Z_{max}$. В связи с этим перед расчетом обеспеченностей по имеющейся выборке целесообразно проверить гипотезу нормальности распределения для q и θ — составляющих этого индекса. При значимых отклонениях $P(q)$ и $P(\theta)$ от нормальной функции распределения такое же распределение в соответствии с теоремой теоретических вероятностей о законе распределения суммы двух нормально распределенных величин должно быть и у I_B . Тогда надежность в нормализации аргумента отпадает, и менее зависящие от длины ряда, особенно если выборка включает экстремумы, оценки $P(I_B)$ могут быть получены по известным таблицам интегральной функции нормального распределения для нормированных элементов выборки.

Большинство рядов наблюдений пад осадками и температурой воздуха на метеорологических станциях чрезвычайно редко достигают 50 лет и более. Для выборок такого объема, как указано в работе [206], хорошие результаты по оценке возможности аппроксимации эмпирической функции нормальным законом распределения дает применение критерия W_n , разработанного Шаширо—Милком [206].

Расчет эмпирического значения критерия W_n по материалам измерений температуры воздуха и осадков в бассейне р. Пскем на метеорологической станции Миджилки дал положительные результаты для принятия гипотезы о незначимых отклонениях от нормального закона соответствующих выборочных функций распределения. Аналогичный вывод был получен также [112] для ряда значений Z_{max} на леднике Центральном Туюксуфском.

Таким образом, изложенный выше способ реконструкции Z_{max} является достаточно обоснованным и позволяет восстанавливать многолетние ряды Z_{max} на ледниках Средней Азии. А реконструированные ряды Z_{max} , в свою очередь, представляют собой основу для косвенных оценок годовой аккумуляции и ее распределения на ледниках, которые необходимы при разработке метода расчета таяния и ледникового стока для бассейнов рек и их отдельных участков.

Что касается качества восстановленного ряда Z_{max} , то прежде всего оно зависит от методики выбора и оценки значимости относительных показателей приращений (Ah) и расхождений (Ab) статей годового баланса ледников. В частности, очевидным условием является репрезентативность для бассейна метеорологических характеристик, используемых в составе индекса баланса. Количественным критерием репрезентативности сумм зимних осадков и летних температур воздуха как индикаторов Ah и Ab принято считать достаточную тесную зависимость между летним стоком в бассейне и составляющими индекса баланса. Подробно эта задача рассматривается в следующем разделе главы 3.

Приведем далее возможность прогноза Z_{max} с трех-, четырехмесячной заблаговременностью, т. е. в начале абляционного периода.

Поскольку заранее известно, что в состав индекса баланса должны входить существенные показатели годовых сумм аккумуляции и абляции, нетрудно сформулировать предварительные условия, выполнение которых является основой для разработки прогностического метода.

1. Внутрисезонное распределение месячных сумм осадков в бассейне и на ледниках должно иметь ярко выраженный максимум в зимне-весенний период и минимум в летнее время.

2. Если рассматривать индексы аккумуляции (I_{AA}) и абляции (I_{AB}) как аргументы линейного уравнения второго порядка $I_B = f(I_{AA}, I_{AB})$, то преобладающий вклад в описание дисперсии функций должен принадлежать индексу аккумуляции или сезонной сумме осадков.

3. Для гляциальной области, где необходим прогноз Z_{max} , должен быть восстановлен многолетний ряд Z_{max} .

Очевидно, достаточно выполнения первых двух условий, чтобы суммировать за периоды октябрь—март, октябрь—апрель, октябрь—май и октябрь—июнь рассматривать как один из потенциальных предикторов для прогноза Z_{max} . Предварительно восстановленный многолетний ряд значений Z_{max} в данном случае необходим для проверки этой гипотезы и получения эмпирической прогностической формулы.

Первое приближение о возможности прогноза Z_{max} можно получить по материалам табл. 3.2. Как видно, на ряде ледников коэффициенты корреляции зависимости $Z_{max} = f(I_{AA})$ достаточно высоки (0,80—0,90), чтобы прогнозы максимальной высоты снеговой границы имели хорошую оправдываемость.

Рассмотрим далее на примере отдельных ледниковых районов результаты практической реализации общих принципов реконструкции и прогноза $Z_{\text{макс}}$.

1. Для независимой проверки среднего значения ($Z_{\text{макс}}$) восстановленного ряда $Z_{\text{макс}}$ достаточно сравнить этот параметр с оценкой средней многолетней высоты фирновой границы $Z_{\text{фг}}$ на ледниках, полученной одним из гляциологических методов. Такое сравнение было выполнено для рядов $Z_{\text{макс}}$, восстановленных за 1937—1970 гг. в пяти районах гляциальной области бассейна р. Пскем, где $Z_{\text{фг}}$ была вычислена А. С. Щеткинским по методу Куровского. Разница между $Z_{\text{макс}}$ и $Z_{\text{фг}}$ составила для этих районов: +22, -13, -23, +50, +18 м, что является весьма удовлетворительным результатом, если учесть неопределенность временного интервала при расчетах $Z_{\text{фг}}$ гляциологическими методами и вероятностный в целом характер сравниваемых способов.

2. Многолетние ряды значений индекса баланса и восстановленные с их помощью соответствующие ряды $Z_{\text{макс}}$ следует использовать для получения эмпирических формул $Z_{\text{макс}} = f(I_n)$. Такие формулы необходимы для последующих расчетов $Z_{\text{макс}}$ за пределами исходной выборки. В частности, для определения $Z_{\text{макс}}$ (км) в районах гляциальной области бассейна р. Пскем получены следующие выражения:

$$\text{район 1: } Z_{\text{макс}} = 3,539 - 0,324I_n; \quad (3.19)$$

$$\text{район 2: } Z_{\text{макс}} = 3,614 - 0,022I_n; \quad (3.20)$$

$$\text{район 3: } Z_{\text{макс}} = 3,593 - 0,553I_n; \quad (3.21)$$

$$\text{район 4: } Z_{\text{макс}} = 3,784 - 0,374I_n; \quad (3.22)$$

$$\text{район 5: } Z_{\text{макс}} = 3,819 - 0,375I_n. \quad (3.23)$$

Коэффициенты корреляции для всех формул равны 0,94, а среднеквадратичные ошибки расчета $Z_{\text{макс}}$ соответственно: 0,048, 0,060, 0,050, 0,052, 0,034 км. Формулы (3.19) — (3.23) можно применять при условии: $-0,5 \leq I_n \leq 0,5$. За пределами этого диапазона $Z_{\text{макс}}$ определяется непосредственно по графику зависимости $Z_{\text{макс}} = f(I_n)$. Индекс годового баланса ледников в бассейне р. Пскем включает разность аномалий сумм осадков за октябрь—июнь и средней месячной температуры воздуха за май—сентябрь по данным метеостанции Пскем.

3. Восстановление рядов $Z_{\text{макс}}$ по пяти районам гляциальной области бассейна р. Пскем были использованы далее для выяснения возможности долгосрочного прогнозирования максимальной высоты снеговой границы. В качестве последовательных лет выпуска и уточнения прогнозов $Z_{\text{макс}}$ приняты — 1 апреля, 1 мая и 1 июня, которые включают нарастающие периоды суммирования значений предиктора, а именно осадков за метеостанции Пскем за октябрь—март, октябрь—апрель и октябрь—май.

В сводном коэффициенте корреляции уравнения множественной линейной регрессии $I_n = f(q_{x-v}, \Theta_{y-ix})$ детерминированный вклад

q_{x-v} — определенный по Г. А. Алексееву [7], составляет 92 %. На этом основании сезонные суммы осадков за нарастающие периоды были приняты в качестве предикторов $Z_{\text{макс}}$. Для зависимостей $Z_{\text{макс}} = f(q_{x-v})$, $Z_{\text{макс}} = f(q_{x-vt})$, $Z_{\text{макс}} = f(q_{x-v})$ получены также коэффициенты корреляции: 0,90, 0,95 и 0,97.

В той же последовательности, как это видно на рис. 3.1, нарастает теснота связи $Z_{\text{макс}} = f(q)$, построенной по восстановленному

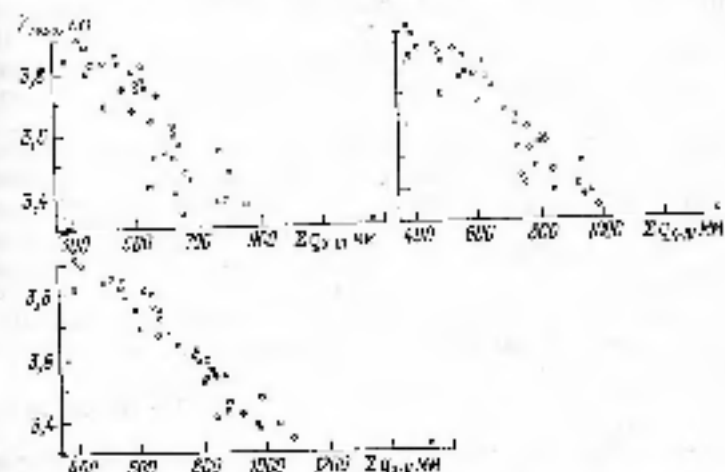


Рис. 3.1. Зависимость рассчитанных высот $Z_{\text{макс}}$ от индекса из районов гляциальной области бассейна р. Пскем от сумм осадков по метеорологической станции Пскем.

ряду $Z_{\text{макс}}$ в одном из районов гляциальной области бассейна р. Пскем.

Критерий прогностической ценности — относительная ошибка расчета для зависимостей на рис. 3.1 — равен 0,56, 0,43 и 0,39 соответственно для периодов суммирования осадков октябрь—апрель, октябрь—апрель и октябрь—май. Следовательно, каждая из этих зависимостей вполне удовлетворяет стандартам, принятым в службе прогнозов.

В целом результаты реализации на конкретных примерах общих принципов реконструкции и прогноза $Z_{\text{макс}}$ можно признать положительными и на этом основании с уверенностью использовать восстановленные ряды $Z_{\text{макс}}$ в расчетах суммарного таяния гляциальной области.

3.2. Исследование компонентов индекса баланса аккумуляции и таяния в гляциальных областях Средней Азии

Для восстановления многолетних рядов максимальной высоты снеговой границы на ледниках зависимость $Z_{\text{макс}}$ от балансовых значений аккумуляции и абляции в гляциальных областях была получена авторами [119, 121] в виде функции (3.17) безразмерных

аномалий сезонных значений осадков и средней температуры воздуха, которые легко определяются по данным метеорологических станций. Эти безразмерные характеристики осадков (q) и температуры воздуха (θ) представляют собой индексы сезонных значений аккумуляции (Ab) и таяния (Ab) в гляциальных областях, поскольку многократно подтвержденное существование зависимостей $q(z)$ и $\theta(z)$ в горах Средней Азии позволяет в конечном счете при определенных условиях получать сами величины $Ab(z)$ и $Ab(z)$.

В задачу последования двухфакторной зависимости $Z_{\text{рек}}$ от суммы индексов аккумуляции (I_{Ab}) и таяния (I_{Ab}) входят следующие вопросы:

- 1) определение критерия репрезентативности пункт-элементов, т. е. метеорологических характеристик, связанных с конкретным местом их измерения, для оценки составляющих индекса баланса;
- 2) выявление оптимальных периодов суммирования осадков в I_{Ab} и температуры воздуха или другой характеристики условий таяния в I_{Ab} ;
- 3) определение вкладов I_{Ab} и I_{Ab} в дисперсию их суммы, что равнозначно выявлению причин изменчивости $Z_{\text{рек}}$ в многостепенном разрезе;
- 4) описание пространственной вариации вкладов I_{Ab} и I_{Ab} по территории Средней Азии.

Известно [221], что в абсолютном большинстве бассейнов рек Средней Азии сток за вегетационный период (апрель—сентябрь) и отдельные летние месяцы зависит от аккумуляции и интенсивности таяния твердых атмосферных осадков, т. е. определяется теми же метеорологическими факторами, что и $Z_{\text{рек}}$ на ледниках. Следовательно хорошим доказательством репрезентативности пункт-элементов, характеризующих аккумуляцию и таяние в конкретной гляциальной области, является возможность представления многостепенной вариации объемов весенне-летнего стока W в виде стохастической функции метеорологических индексов аккумуляции и таяния снега в том же бассейне

$$W = f(q, \theta, C, \dots, x_{n-1}, x_n). \quad (3.24)$$

Пеходными данными для установления репрезентативных компонентов в составе индекса баланса гляциальной области являются полученные на гидрологических постах и метеорологических станциях выборочные реализации временных рядов $W, q, \theta, C, \dots, x_{n-1}, x_n$, которые образуют n -мерную систему случайных величин. Распространенным способом описания одной из составляющих этой системы посредством остальных служат условная n -мерная функции распределения вероятностей. В частности,

$$f(W/q, \theta, C, \dots, x_n) = \frac{f(W, q, \theta, C, \dots, x_n)}{f_q(q, \theta, C, \dots, x_n)}, \quad (3.25)$$

где $f(W, q, \theta, C, x_n)$ — плотность распределения системы случайных величин; $f_q(q, \theta, C, \dots, x_n)$ — плотность распределения подсистемы аргументов.

Как правило, вместо построения (3.25) ограничиваются определением параметров этого распределения, к которым относятся условные математические ожидания $Mo(y/x-x)$ и второй смешанный центральный момент, представляющий собой парный или сводный коэффициент корреляции.

Таким образом, выявление и оценка репрезентативности пункт-элементов для индекса баланса достигается путем поиска регрессии $W = f(I_{Ab}, I_{Ab})$ с максимальным коэффициентом корреляции, который служит практическим критерием при отборе наиболее информативных аргументов в уравнение (3.24).

Выявление в бассейнах рек Средней Азии репрезентативных пункт-элементов и оценки вкладов индексов аккумуляции и таяния в дисперсию их суммы выполнены на ЭВМ по составленной автором программы многофакторного регрессионного анализа канонизированных или нормализованных переменных. Для получения в конкретном бассейне уравнений регрессии $W = f(I_{Ab}, I_{Ab})$ или $W = f(I_{Ab}, I_{Ab}, I_x)^*$, исходящих из наиболее выгодный коэффициент корреляции, рассмотрим все возможные сочетания пункт-элементов, образующих индексы аккумуляции и таяния. В результате регрессионного анализа определены также периоды суммирования осадков и осреднения температуры воздуха для расчетов I_{Ab} и I_{Ab} .

В исходных выборках для установления I_{Ab} и I_{Ab} в гляциальных областях Средней Азии записанными переживаниями были величины стока в бассейнах рек за апрель—сентябрь, май—сентябрь, июнь—сентябрь, июль—сентябрь, август—сентябрь, июль—август, а независимыми переменными суммы осадков за октябрь—март, октябрь—апрель, октябрь—май, октябрь—июль, октябрь—сентябрь, май—сентябрь, суммы средних месячных температур воздуха в баллах общей облачности за май—сентябрь, июль—сентябрь, июль—сентябрь по данным метеорологических станций в тех же бассейнах.

Регрессионный анализ пункт-элементов сопровождался оценками значимости вкладов b_i индексов аккумуляции и таяния в дисперсию их суммы или, что то же самое, в квадраты сводных коэффициентов корреляций $(r_{\text{св}}^2)$ исходных уравнений регрессии 2-го и 3-го порядков. Согласно Г. А. Алексееву [7]:

$$b_{\text{св}}^2 = r_{01}^2 a_{01} + r_{02}^2 a_{02} + \dots + r_{0n}^2 a_{0n} \quad (3.26)$$

$$b_i = \frac{r_{0i}^2 a_{0i}}{\sum_{j=1}^n r_{0j}^2 a_{0j}}; \quad (3.27)$$

$$\sum_{i=1}^n b_i = 1, \quad (3.28)$$

* I_x — индекс метеорологического элемента, который является значимой дополнительной характеристикой условий аккумуляции или таяния (например, средней за лето балла общей облачности).

где $r_{\text{сезон}}$ — произведение коэффициентов парной корреляции и нормированной регрессии для функции и j -го аргумента, для которого выполняется оценка $\hat{h}_j$; $r_{\text{сезон}}$ — аналогичные произведения коэффициентов, сумма которых представляет собой квадрат сводного коэффициента корреляции функции и j -го аргумента. Программа расчета на ЭВМ параметрического многофакторного регрессионного анализа построена так, чтобы исключить появление в (3.26) и (3.27) произведений с сомножителями разных знаков.

В работе автора [119] приведены подробные результаты поиска и оценки в бассейнах рек Средней Азии индексов аккумуляции и таяния, полученных путем подбора уравнений регрессии 2-го и 3-го порядков для всех перечисленных выше периодов суммирования стока. Эти выводы следует использовать при восстановлении многолетних рядов $Z_{\text{баланс}}$ по методу, изложенному в предыдущем разделе.

Помимо определения самих составляющих индекса баланса I_B , большой научный и практический интерес представляют распределения по территории Средней Азии вкладов $I_{\Delta\tau}$ и $I_{\Delta\theta}$ в описание изменчивости I_B и, следовательно, $Z_{\text{баланс}}$. Соответствующие оценки приведены в табл. 3.3, в которую включены также коэффициенты корреляции стока за июль — сентябрь и июль — сентябрь с индексами аккумуляции и таяния.

В большинстве случаев значения коэффициентов корреляции попадают в пределы 0,80 — 0,95, что является хорошим подтверждением репрезентативности пункт-элементов, принятых для расчета индексов аккумуляции и таяния в гляциальных областях. Для конкретизации метода восстановления временных рядов $Z_{\text{баланс}}$ следует также выбрать один из двух приведенных в табл. 3.3 периодов суммирования речного стока, многолетней изменчивости которого предполагается аналогичной вариации $Z_{\text{баланс}}$, поскольку зависит от одних и тех же метеорологических факторов. Искомый периодом бесспорно является июль — сентябрь, так как из 30 уравнений регрессии 2-го и 3-го порядков, полученных для самых различных областей исследования Средней Азии, в 23 случаях зависимость $W_{\text{VII-IX}} = f(I_{\Delta\theta}, I_{\Delta\tau})$ отличалась большей теснотой по сравнению с $W_{\text{VI-IX}} = f(I_{\Delta\theta}, I_{\Delta\tau})$.

Для решения в общем виде важной научно-прикладной проблемы долгосрочного прогноза максимальной высоты сезонной снеговой границы в гляциальных областях и ледникового стока в бассейнах рек Средней Азии достаточно установить, какой из индексов $I_{\Delta\theta}$ или $I_{\Delta\tau}$ вносит преобладающий вклад в изменчивость их сумм, т. е. индекса баланса аккумуляции и абляции.

Доказательством этого положения являются полученные автором по непосредственным измерениям на многих ледниках весьма высокие коэффициенты парной корреляции зависимостей максимальной высоты сезонной снеговой границы от годовых значений баланса, абляции и от индексов баланса, аккумуляции и абляции (см. табл. 3.1 и 3.2). На основе перечисленных зависимостей образуются связи между ледниковым стоком и $Z_{\text{баланс}}$, а также

Вклады индексов аккумуляции и абляции в описание изменчивости I_B и $Z_{\text{баланс}}$ в бассейнах рек Средней Азии

Рек (гидрологический район)	Период для W	I_B			$Z_{\text{баланс}}$		
		r	сезон		r	сезон	
			$I_{\Delta\theta}$	$I_{\Delta\tau}$		$I_{\Delta\theta}$	$I_{\Delta\tau}$
Алаарча (Джамбулусу, Алаарча)	VI—IX	0,92	0,03	0,97	0,92	0,04	0,96
	VII—IX	0,88	0,03	0,97	0,96	0,10	0,90
Чекиматлеу (устье р. Кашкентар, Б. Кызылсу)	VI—IX	0,77	0,30	0,70	0,81	0,40	0,60
	VII—IX	0,81	0,23	0,77	0,88	0,26	0,74
Паран (г. Паран, Паран)	VI—IX	0,76	0,61	0,30	0,78	0,04	0,96
	VII—IX	0,73	0,43	0,57	0,76	0,45	0,55
Абляны (Искекоманды, Абляны)	VI—IX	0,82	0,69	0,31	0,82	0,69	0,31
	VII—IX	0,79	0,60	0,31	0,79	0,60	0,31
Сарыджар — дергалте (ниже устья р. Кулято, Кулято)	VI—IX	0,93	0,70	0,80	0,98	0,85	0,15
	VII—IX	0,77	0,75	0,95	0,93	0,80	0,20
Кулято (устье р. Кулято, Кулято)	VI—IX	0,72	0,10	0,90	0,72	0,05	0,95
	VII—IX	0,65	0,10	0,90	0,66	0,03	0,97
Пикер (Каренгисугай, Пикер)	VI—IX	0,86	0,90	0,10	0,86	0,90	0,10
	VII—IX	0,81	0,92	0,08	0,81	0,91	0,09
Исфара (Ташкуртан, Джастык)	VI—IX	0,81	0,79	0,21	0,84	0,67	0,33
	VII—IX	0,64	0,61	0,39	0,65	0,61	0,30
Зеравшан (Дутули, Декаву)	VI—IX	0,90	0,82	0,18	0,91	0,83	0,17
	VII—IX	0,67	0,77	0,23	0,80	0,72	0,28
Кизилсу (Домбратчи, Даргаут—Курган)	VI—IX	0,92	0,86	0,64	0,94	0,36	0,64
	VII—IX	0,83	0,58	0,44	0,88	0,67	0,33
Муксу (Алашвар, н. Фелчекчи)	VI—IX	0,95	0,07	0,98	0,95	0,00	1,00
	VII—IX	0,96	0,07	0,98	0,96	0,01	0,99
Сурхоб (Гару, Гару)	VI—IX	0,87	0,54	0,46	0,89	0,51	0,49
	VII—IX	0,85	0,60	0,40	0,86	0,56	0,44
Ванч (Ванч, н. Фелчекчи)	VI—IX	0,61	0,20	0,80	0,62	0,20	0,80
	VII—IX	0,75	0,10	0,90	0,70	0,10	0,90
Гуну (Хоро, Хоро)	VI—IX	0,76	0,89	0,11	0,77	0,90	0,10
	VII—IX	0,74	0,81	0,19	0,74	0,81	0,19
Икхадара (Хабест, Хоро)	VI—IX	0,76	0,90	0,10	0,78	0,82	0,18
	VII—IX	0,71	0,94	0,06	0,76	0,75	0,26

компонентами индекса баянса, поскольку $Z_{\text{лине}}$ выражается в виде функций $I_{\Delta\lambda}$ и $I_{\Delta\delta}$.

Таким образом, выполненные условия

$$\sigma^2(I_{\Delta\lambda}) > \sigma^2(I_{\Delta\delta}) \quad (3.28)$$

необходимо для использования сумм зимне-весенних осадков — этого наиболее подходящего аргумента для долгосрочного прогноза $Z_{\text{лине}}$ и ледникового стока в бассейнах рек Средней Азии. Очевидно, что разработка методов долгосрочного прогноза $Z_{\text{лине}}$ и ледникового стока существенно затруднена в бассейнах, где преобладающий вклад в дисперсию индекса баянса принадлежит индексу абляции.

Изложенные здесь общие положения о значимости вкладов $I_{\Delta\lambda}$ и $I_{\Delta\delta}$ для совершенствования методов прогноза стока рек с ледниково-снеговым

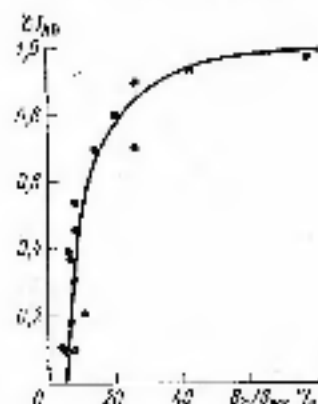


Рис. 3.2. Зависимость вклада индекса абляции в квадрат сводного коэффициента корреляции уравнения $W_{VI-IX} = f(I_{\Delta\lambda}, I_{\Delta\delta})$ от относительной площади оледенения в бассейнах рек Средней Азии.

питанием практически реализованы в разделе 5.2 настоящей работы.

При определении вкладов $I_{\Delta\lambda}$ и $I_{\Delta\delta}$ в дисперсию их суммы достаточно найти вклад (δ_i) одного из этих индексов, тогда, как следует из (3.28), вклад другого равен дополнению до единицы. Для массовых оценок вкладов $I_{\Delta\lambda}$ и $I_{\Delta\delta}$ в изменчивость I_B в гляциальных областях Средней Азии автор получил достаточно точную зависимость $\delta_{I_{\Delta\delta}}$ от относительной площади оледенения в речных бассейнах (рис. 3.3). С физической стороны единицы для всей Средней Азии зависимости $\delta_{I_{\Delta\delta}} = f\left(\frac{S_{glac}}{S_{tot}}\right)$ и $1 - \delta_{I_{\Delta\delta}} = f\left(\frac{S_{glac}}{S_{tot}}\right)$, по мнению автора, объясняются увеличением значимости ледникового питания в стоке любой реки по мере приближения гидроствора к нижней границе оледенения и возрастанием относительной площади оледенения. При этом в сводном коэффициенте корреляции уравнения $W_{VI-IX} = f(I_{\Delta\lambda}, I_{\Delta\delta})$ естественно увеличивается вклад $I_{\Delta\delta}$, характеризующего многолетнюю изменчивость абляции в гляциальной области.

Полученная автором зависимость $\delta_{I_{\Delta\delta}} = f\left(\frac{S_{glac}}{S_{tot}}\right)$ была использована в настоящей работе для определения вкладов $I_{\Delta\lambda}$, $I_{\Delta\delta}$ в бассейнах рек Амударья, Сырдарья, оз. Иссык-Куль, Са-

рылжас, Чу, Таласа и Ассы. Эти данные, которые необходимы для расчетов гидрологического режима современного оледенения Средней Азии, приведены в приложении I.

О значении массовых количественных оценок $\delta_{I_{\Delta\delta}}$ для разработки и усовершенствования методов долгосрочных прогнозов стока рек с ледниково-снеговым питанием уже было сказано ранее. Рассмотрим далее не менее важные пути использования $\delta_{I_{\Delta\delta}}$ для массовых определений в целом для бассейнов и распределе-

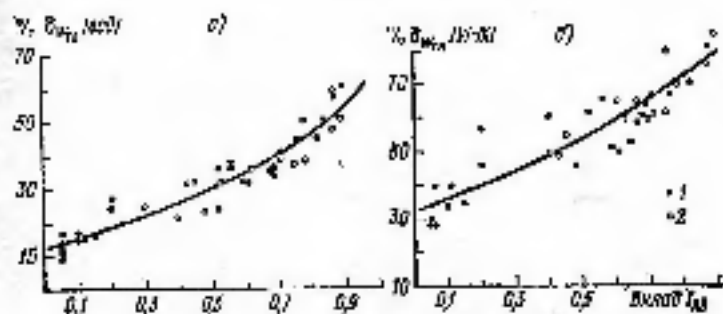


Рис. 3.3. Зависимость доли ледникового питания в годовом (а) и сезонном (б) стоке рек Средней Азии (1) и Кавказа (2).

ния по высоте вклада ледникового стока в питание рек Средней Азии за год и поны — сентябрь.

Простое решение этой задачи обеспечивают представленные на рис. 3.3 универсальные зависимости доли ледникового питания в годовом и сезонном стоке рек Средней Азии и Кавказа от вклада индекса абляции в квадрат сводного коэффициента корреляции уравнения $W_{VI-IX} = f(I_{\Delta\lambda}, I_{\Delta\delta})$. Для построения зависимостей $\delta_{W_{VI-IX}} = f(\delta_{I_{\Delta\delta}})$ на рис. 3.3 использованы оценки доли ледникового питания ($\delta_{W_{VI-IX}}$) в годовом и сезонном стоке рек Средней Азии и Кавказа, полученные автором, А. О. Кемжерином [93], А. С. Щетинниковым [230], А. Н. Крестом [141], Л. А. Владимировым с соавторами [23].

Примеры зависимостей $\delta_{W_{VI-IX}} = f\left(\frac{S_{glac}}{S_{tot}}\right)$ имеются в работах О. П. Щегловой [224], А. О. Кемжери [93], А. С. Щетинникова [230]. Во всех случаях авторы отмечают локальный характер этих зависимостей, что ограничивает их широкое использование. Хотя вклад $I_{\Delta\delta}$ в сводный коэффициент корреляции уравнения $W_{VI-IX} = f(I_{\Delta\lambda}, I_{\Delta\delta})$ также является функцией относительной площади оледенения, зависимость $\delta_{I_{\Delta\delta}} = f\left(\frac{S_{glac}}{S_{tot}}\right)$ имеет общий характер для территории Средней Азии. Этот результат объясняется тем, что вклад $I_{\Delta\delta}$, определяемый на основе уравнения $W_{VI-IX} =$

Морфометрические характеристики бассейнов, распределение по высоте доли ледникового питания в годовом стоке рек Средней Азии

Рек-тип	8-4 км				4-2 км				2-0 км			
	$S_{\text{лн}}$ км ²	$\Delta T_{\text{лн}}$ °C	$\frac{W_{\text{лн}}}{W_{\text{ст}}}$ %	$\frac{W_{\text{лн}}}{W_{\text{ст}}}$ %	$S_{\text{лн}}$ км ²	$\Delta T_{\text{лн}}$ °C	$\frac{W_{\text{лн}}}{W_{\text{ст}}}$ %	$\frac{W_{\text{лн}}}{W_{\text{ст}}}$ %	$S_{\text{лн}}$ км ²	$\Delta T_{\text{лн}}$ °C	$\frac{W_{\text{лн}}}{W_{\text{ст}}}$ %	$\frac{W_{\text{лн}}}{W_{\text{ст}}}$ %
Бассейн р. Амударья												
Варганг — ж. Токтамыш	486,5	20,0	5,5	10	15	2138,8	593,7	27,5	480,9	450,4	300	100
Кулага — устье	1916,0	31,4	1,3	<10	<13	9396,0	275,1	10,6	874,8	326,5	37,2	92
Кызылсу — ж. Дамбодан	2822,5	09,4	2,1	<10	<13	1716,6	453,1	17,0	182,0	111,2	60,5	69
Мургу — ж. Давосар	1177,0	69,5	6,8	10	16	3280,1	351,1	17,5	1564,9	541,7	192,5	90
Зеравшан — устье	2291,7	183,5	8,1	43	26	916,1	994,5	32,5	13,0	1,7	12,2	63
р. Фангдариан — фаунариан	1825,1	71,7	5,9	<10	<13	354,1	60,5	17,1	14,6	0,2	1,3	<10
Бассейн р. Сырдарья												
Оганов — устье	915,0	60,3	11,4	60	33	20,2	2,2	10,9	102	2,1	2,8	<10
Майхата — устье	285,1	44,7	16,7	73	42	21,7	0,6	2,8	13	4,6	2,8	<10
Пелех — устье	1039,1	194,7	12,0	60	34	58,3	2,8	4,8	10	2,8	2,8	<10
Карасулджен — с. Актанг	430,9	6,7	1,5	<10	13	74,2	16,5	22,6	<10	2,8	2,8	<10
Тар — ж. Чалма	1841,2	9,6	0,7	<10	13	630,3	53,5	4,5	81	49	36	49
Ясык — с. Устек	245,6	4,1	1,7	<10	13	2,3	0,5	12,4	63	35	35	35
Кушад — с. Гульча	891,0	5,8	0,7	<10	13	122,1	10,0	4,3	41	35	41	35
Аксу — уст. Дагост	293,4	11,3	5,6	30	15	96,2	12,0	13,0	67	39	67	39
Ходжабисирдин — ж. Ан-ларзан	332,0	21,9	6,6	20	18	155,8	37,0	15,0	77	45	77	45
Ношара — Тагилорух	470,9	69,9	14,9	69	38	180,0	97,3	25,6	84	53	100	53
Сох — ж. Сарыканд	790,0	96,6	12,1	60	34	720,4	157,0	21,5	90	48	130,8	48
Шахмурдин — ж. Паульган	464,4	12,1	3,3	<10	<13	151,5	74,5	22,8	41	49	25,0	49

$=f(I_{\text{лн}}, I_{\text{ст}})$, иначе, чем $\left(\frac{S_{\text{лн}}}{S_{\text{ст}}}\right)$ описывает пространственную вариацию $\delta W_{\text{лн}}$. Именно это свойство обеспечивает универсальность зависимостей $\delta W_{\text{лн}}=f(\delta I_{\text{лн}})$ не только для Средней Азии, но и Кавказа.

Полученные автором зависимости для $\delta I_{\text{лн}}$ и $\delta W_{\text{лн}}$ (см. рис. 3.2 и 3.3) позволяют выписать массовые оценки $\delta W_{\text{лн}}$ и путем картирования $\delta W_{\text{лн}}$ выявить характерные черты простран-



Рис. 3.4. Распределение по площади доли среднего многолетнего ледникового питания ($\delta W_{\text{лн}} \%$) в годовом стоке бассейна р. Зеравшан.

ственного распределения ледникового стока в бассейнах рек Средней Азии. Примеры расчета высотного распределения доли ледникового питания в годовом стоке ряда рек бассейнов Сырдарьи и Амударьи приведены в табл. 3.5. Из рис. 3.4 представлена карта распределения по площади доли среднего многолетнего ледникового питания в годовом стоке бассейна р. Зеравшан. Аналогичные табличные и графические материалы по другим бассейнам рек Средней Азии приведены в приложениях I и II.

3.3. Модель движения снеговой границы на леднике в течение абляционного периода

Внутригодовая изменчивость площадей льда под морской $S_{\text{лм}}(t)$, открытого льда $S_{\text{л}}(t)$, фирна $S_{\text{ф}}(t)$, зимнего $S_{\text{зл}}(t)$ и летнего снега $S_{\text{лс}}(t)$ представляет собой одну из основных характеристик в описании процесса таяния на ледниках [119, 121]. Согласно (130), пространственное распределение площади ледника задано как функция высоты местности z . Кроме того, задан комплекс морфометрических параметров ледников (см. раздел 1.2), обобщенных для отдельных районов планшальной области некоторого бассейна.

Покажем, что в этом случае необходимым и достаточным условием распределения пространственно-временной изменчивости

площадей пяти, названных выше, типов поверхности ледника является расчет движения сезонной снеговой границы $Z_{\text{сег}}$ по леднику. Для этого запишем ряд выражений, которые характеризуют весь возможный набор ситуаций, возникающих при движении $Z_{\text{сег}}$ по леднику.

А. При отсутствии твердых летних осадков площадь зимнего снега определяется согласно

$$S_{\text{ав}}(t) = \int_{Z_{\text{сег}}(t)}^{Z_{\text{п}}} s(z) dz, \quad (3.30)$$

при выпадении летнего снега после даты обнажения конца ледника и условии $Z_{\text{лв}}(t) - Z_{\text{сег}}(t) - Z_{\text{ав}}(t)$ площадь, покрытую летним снегом, находим следующим образом:

$$S_{\text{лв}}(t) = \int_{Z_{\text{сег}}(t)}^{Z_{\text{л}}} s(z) dz. \quad (3.31)$$

При условии $Z_{\text{сег}}(t) - Z_{\text{сег}}(t) < Z(t)$, т. е. когда часть площади ледника покрыта зимним снегом, а часть летним, то

$$S_{\text{св}}(t) = \int_{Z_{\text{сег}}(t)}^{Z_{\text{п}}} s(z) dz - \int_{Z_{\text{лв}}(t)}^{Z_{\text{п}}} s(z) dz \quad (3.32)$$

или

$$S_{\text{св}}(t) = \int_{Z_{\text{сег}}(t)}^{Z_{\text{св}}} s(z) dz, \quad (3.33)$$

Б. Площадь фирна при $Z_{\text{сег}}(t) = Z_{\text{ф}}$

$$S_{\text{ф}}(t) = \int_{Z_{\text{ф}}}^{Z_{\text{п}}} s(z) dz, \quad (3.34)$$

а при $Z_{\text{сег}}(t) < Z_{\text{ф}}$

$$S_{\text{ф}}(t) = \int_{Z_{\text{ф}}}^{Z_{\text{п}}} s(z) dz. \quad (3.35)$$

В. Площадь обнаженного льда и льда под мореной при $Z_{\text{сег}}(t) < Z_{\text{мн}}$:

$$S_{\text{лв}}(t) = \int_{Z_{\text{м}}}^{Z_{\text{п}}} s(z) dz, \quad (3.36)$$

а если $Z_{\text{м}} \leq Z_{\text{сег}}(t) \leq Z_{\text{ф}}$, то

$$S_{\text{л}}(t) = \int_{Z_{\text{м}}}^{Z_{\text{сег}}(t)} s(z) dz \quad (3.37)$$

или

$$S_{\text{л}}(t) = \int_{Z_{\text{м}}}^{Z_{\text{ф}}(t)} s(z) dz - \int_{Z_{\text{м}}}^{Z_{\text{лв}}} s(z) dz. \quad (3.38)$$

В формулах (3.30)–(3.38) $Z_{\text{сег}}(t) = \min[Z_{\text{лв}}(t), Z_{\text{св}}(t)]$, t — номер дня внутри года после даты обнажения конца ледника от скопившего снега и до окончания периода абляции; $Z_{\text{сег}}(t)$, $Z_{\text{ф}}(t)$, $Z_{\text{лв}}(t)$ — абсолютные отметки высот сезонной снеговой границы (при отсутствии летних осадков $Z_{\text{сег}}(t) = Z_{\text{св}}(t)$ и нижней границы скопившего летнего снега на поверхности ледника; $Z_{\text{ф}}$ — средняя многолетняя высота фирновой границы; $Z_{\text{мн}}$ — средняя отметка сплошного моренового покрова на леднике; $Z_{\text{п}}$ и $Z_{\text{л}}$ — высоты начала и конца ледника.

Отметим также, что формулы (3.36) и (3.37), куда входит $S_{\text{лв}}(t)$, соответствуют упрощенному варианту описания распределения площади морены в зависимости от высоты, которое предполагается полностью аналогичным распределению площади $s(z)$ ледника в целом. Упрощенный вариант расчета $S_{\text{лв}}(t)$ обусловлен отсутствием сведений о распределении площади морены $S_{\text{м}}(z)$ на поверхности ледника.

При наличии таких данных расчет $S_{\text{л}}(t)$ следует выполнять иначе. Так, при $Z_{\text{сег}}(t) < Z_{\text{мн}}$

$$S_{\text{л}}(t) = \int_{Z_{\text{м}}}^{Z_{\text{сег}}(t)} s(z) dz - \int_{Z_{\text{м}}}^{Z_{\text{сег}}(t)} s_{\text{м}}(z) dz, \quad (3.39)$$

если же $Z_{\text{мн}} \leq Z_{\text{сег}}(t) \leq Z_{\text{ф}}$, тогда

$$S_{\text{л}}(t) = \int_{Z_{\text{м}}}^{Z_{\text{сег}}(t)} s(z) dz - \int_{Z_{\text{м}}}^{Z_{\text{мн}}} s_{\text{м}}(z) dz. \quad (3.40)$$

Изложенная здесь в общем виде схема определения площадей различных типов частей поверхности ледника показывает, что раздельная оценка составляющих годового объема таяния невозможна без определения внутрисезонного хода границ зимнего и летнего снега на леднике.

Прежде чем рассматривать предлагаемую модель движения снеговой границы по поверхности ледника, необходимо уточнить, что эта модель предназначена для периода времени от даты обнажения конца ледника вследствие постепенного стаяния зимнего снега и до даты установления устойчивого снежного покрова на всей площади ледника. Предполагается также, что до

Учитывая (3.46), заменим правую часть (3.42) несколько иначе:

$$\chi(t_i) = \frac{M(z, t_i)}{\sum_{i=0}^{D-1} M(z, t_i)}; \quad (3.47)$$

Затем вместо $M(z, t)$ подставляется одна из формул для расчета интенсивности таяния. Например, если $\Delta t = 1$ сутки, а $M = k_M(\bar{\Theta})$, где $\bar{\Theta}$ — средняя суточная температура, то

$$\chi(t_i) = \frac{\bar{\Theta}_i(z)}{\sum_{i=0}^{D-1} \bar{\Theta}_i(z)}, \quad (3.48)$$

где i — номер суток внутри года.

Окончательный вид численной схемы расчета движения $Z_{\text{гис}}$ по леднику следующий:

$$Z_{\text{гис}}(t) = Z_{\text{гис}}(t_{i-1}) + \frac{\bar{\Theta}_i(z)}{\sum_{i=0}^{D-1} \bar{\Theta}_i(z)} \Delta z(t_{i-1}),$$

$$Z_{\text{гис}}(t_0) = Z_{\text{ис}}; \quad \Delta z(t_i) = Z_{\text{макс}} - Z_{\text{ис}}; \quad \Delta z(t_{i-1}) = Z_{\text{макс}} - Z_{\text{ис}}(t_{i-1}). \quad (3.49)$$

При выполнении расчетов $Z_{\text{гис}}(t)$ по формуле (3.49) следует исключить возможность суммирования средних суточных температур воздуха с разными знаками, которые на высотах $Z_{\text{макс}}$ могут иметь место в летний период. Это нетрудно сделать, если суммировать температуры воздуха вместо высоты $Z_{\text{макс}}$ на таком уровне z_0 , где в течение мая—октября температура воздуха при всех условиях остается всецело положительной. На расчеты $Z_{\text{гис}}(t)$ переход от $Z_{\text{макс}}$ к z_0 влияния не имеет, поскольку температура воздуха, как правило, линейно изменяется с высотой местности. Следовательно, величина отношения $\chi(t)$ для $\bar{\Theta}(z, t)$ одного знака не зависит от z .

Таким образом, весьма простая формула (3.49) позволяет рассчитать высоту границы зимнего снега и любой день периода абляции на леднике при отсутствии летних снегопадов.

Поскольку указанное ограничение препятствует широкому использованию формулы (3.49) в схеме расчета площадей различных типов тающей поверхности ледника, рассмотрим способ оценки влияния летних снегопадов в предлагаемой модели движения снеговой границы по леднику. Учитывая, что частью входной информации для расчета суммарного таяния являются архив суточных сумм и средних значений метеорологических элементов

(осадки, температуры воздуха, общая облачность), случаи выпадения осадков в период абляции считаем известными. Тогда прежде всего необходимо установить абсолютную высоту, начиная с которой осадки вероятнее всего отлагаются на леднике в виде снега.

Для этой цели используем результаты анализа фазового состояния осадков в горах в зависимости от приземной температуры воздуха, полученные Г. Е. Глазыриным [33]. В работе [33] показано, что в дни с осадками при определенной средней суточной температуре воздуха Θ_* равновероятно выпадение осадков в твердом или жидком виде. Принимая Θ_* в качестве граничного условия для разделения фазового состояния осадков, Г. Е. Глазырин установил также существование в горах Средней Азии зависимости $\Theta_*(z)$ в виде

$$\Theta_* = f_1 z^2 - f_2 z + f_3, \quad (3.50)$$

где f_1, f_2, f_3 — эмпирические коэффициенты.

Однако для модели движения снеговой границы по леднику с учетом летних снегопадов требуется не Θ_* , а высота z , где $\Theta(z) = \Theta_*$, поэтому, используя наиболее распространенную аналитическую форму зависимости

$$\Theta(z, t) = \Theta(z_0, t) - \gamma(z - z_0), \quad (3.51)$$

где $\Theta(z, t)$ и $\Theta(z_0, t)$ — средняя суточная температура воздуха на высотах z и z_0 в момент t ; γ — вертикальный градиент температуры; для определения $z(\Theta_*)$ получаем квадратное уравнение

$$f_1 z^2 - f_2 z + f_3 - \Theta(z_0, t) + \gamma z - \gamma z_0 = 0. \quad (3.52)$$

В уравнении (3.52) $\Theta(z_0, t)$ и z_0 заданы как входная информация; относительно $\gamma(t)$ известно [170], что внутригодовой ход вертикального градиента может быть аппроксимирован косинусоидой, поэтому выражения

$$k_1 = \frac{f_1}{\gamma}, \quad (3.53)$$

$$k_2 = 1 - \frac{f_2}{\gamma} \quad (3.54)$$

и

$$k_3 = \frac{f_3}{\gamma} - \frac{\Theta(z_0, t)}{\gamma} - z \quad (3.55)$$

в произвольный момент времени t являются параметрами.

В итоге уравнение (3.52), решение которого дает исходное значение $z(\Theta_*, t)$, приводится к хорошо известному виду

$$k_1 z^2 + k_2 z + k_3 = 0. \quad (3.56)$$

В дни с осадками, подставив в (3.56) значения k_0, k_1, k_2 , определим высоту $z(\Theta_*)$, начиная с которой осадки выпадают в твердом виде. Далее легко установить, удовлетворяет ли $z(\Theta_*)$ усло-

нию $z_n \leq z(\theta_n) \leq z_n$ и при положительном ответе найти согласно (3.31) площадь ледника, покрытую свежим летним снегом.

Зная, что средняя граница летнего снега $Z_{лс}$ располагается на поверхности ледника, можно с некоторым приближением рассчитать средний слой свежевыпавшего снега в интервале высот $\Delta z = z_n - Z_{лс}$ путем интегрирования по формуле общего выражения зависимости осадков от высоты местности.

$$q(z, t) = q(z_0, t) [1 + b_2(z - z_0) + b_3(z - z_0)^2], \quad (3.37)$$

предложенного в работе [17, 18] для условий Средней Азии. Здесь b_2 и b_3 — эмпирические коэффициенты, определяемые отношением урона в конкретном водосборе. В результате интегрирования получаем аналитическую формулу для расчета $\bar{q}_{лс}(\Delta z, t)$

$$\bar{q}_{лс}(\Delta z, t) = \frac{q(z_0, t)}{\Delta z} \int_{Z_{лс}}^{z_n} [1 + b_2(z - z_0) + b_3(z - z_0)^2] dz =$$

$$= q(z_0, t) \left[1 + b_2(\bar{z} - z_0) + b_3(\bar{z} - z_0)^2 + b_3 \frac{(z_n - Z_{лс})^2}{12} \right], \quad (3.38)$$

где

$$\bar{z} = \frac{z_n + Z_{лс}}{2}.$$

Разумеется, если паводки выпадают несколько дней подряд, то при суммировании суточных слоев свежевыпавшего снега необходимо каждый раз повторять всю последовательность расчетов $z(\theta_n, t) \rightarrow \Delta z_{лс}(t) \rightarrow S_{лс}(\Delta z, t) \rightarrow \bar{q}_{лс}(\Delta z, t)$.

От рассчитанного среднего слоя летнего снега $\bar{q}_{лс}(\Delta z, t)$ трудно перейти к продолжительности его залегания на площади $S(\Delta z)$, последовательно вычитая из $\bar{q}_{лс}(\Delta z, t)$ средние суточные слои таяния свежевыпавшего снега $\bar{M}_{лс}(\Delta z, t)$ до тех пор, пока не будет выполнено условие

$$\bar{q}_{лс}(\Delta z, t) - \sum_{i=1}^N \bar{M}_{лс}(\Delta z, t) \leq 0,5 \bar{M}_{лс}(\Delta z, t_{N+1}), \quad (3.39)$$

где $\bar{M}_{лс}(\Delta z, t_{N+1})$ — слой таяния на следующие сутки после N прошедших. Если $\bar{q}_{лс}$ представляет собой сумму нескольких дней с осадками, то для расчета $\bar{M}_{лс}(\Delta z, t)$ следует принимать во внимание минимальное за весь период с осадками значение $z(\theta_n, t)$.

Предложенная модель расчета движения сезонной снеговой границы на поверхности ледника содержит ряд гипотез или упрощений, влияние которых на конечные результаты необходимо исследовать, сравнивая рассчитанный и наблюдавшийся в натуре внутригодовой ход $Z_{лс}(t)$. К сожалению, подобные наблюдения на ледниках в настоящее время не производятся из-за сложностей

организации поустационарных работ, охватывающих весь период абляции.

С целью более наглядного представления о практических результатах моделирования движения снеговой границы на рис. 3.6 показан пример расчета $Z_{лс}(t)$ в течение периода абляции 1961 г. на леднике Центральном Туюксу. Судя по графику, построенная модель достаточно удачно отражает влияние летних сне-

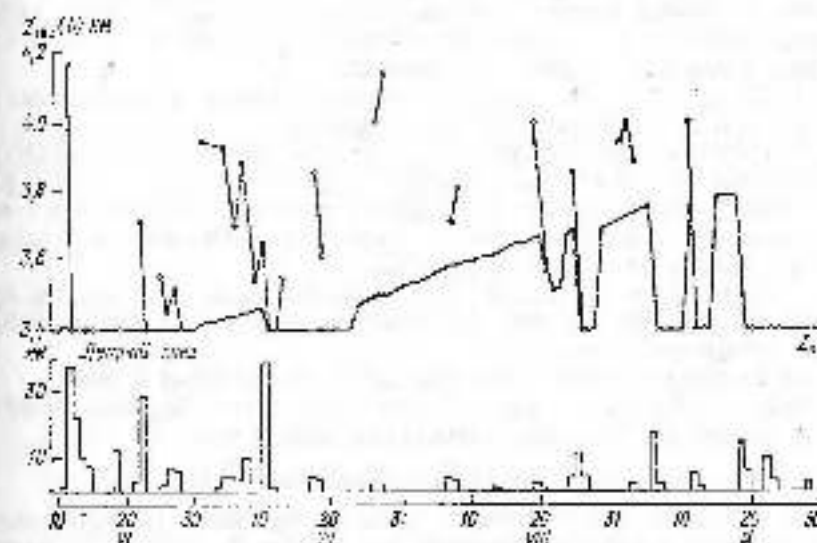


Рис. 3.6. Пример расчета движения сезонной снеговой границы на поверхности ледника Центрального Туюксу в 1961 г.

Тонкой линией и полными столбиками показаны площадь снежника и расчетные летние слои.

осадков на ход $Z_{лс}(t)$ и вполне соответствует известным гляциологическим представлениям о моделируемом процессе.

3.4. Продолжительность периода таяния и формирования стока на ледниках Средней Азии

С внутригодовым режимом аккумуляции и таяния и движением сезонной снеговой границы на ледниках непосредственно связаны также используемые в региональной модели суммарного таяния даты начала и конца расчетного интервала времени и периода активного формирования ледникового стока. В качестве методической основы выбора и определения этих дат приняты ряд положений, которые учитывают свойства гидрологического режима ледников и то, что характеристики режима, используемые для построения региональной модели, являются одномерными функциями высоты z .

1. Два последовательных во времени сезона зимней аккумуляции и летней абляции на ледниках образуют один полный гляциодриометерологический пик или балансный год.

2. Внутри любого такого цикла имеется непрерывный интервал времени, когда ледники полностью закрыты устойчивым зимним снегом. При этом возможное таяние минимально или равно нулю.

3. Таяние льда и фирна на площади ледника, расположенной выше некоторой изогипсы, начинается только после схода устойчивого зимнего или временного летнего снежного покрова с площади ледника ниже данной изогипсы.

4. Таяние льда всегда начинается раньше, а заканчивается позже или одновременно с таянием фирна.

5. Периодом таяния льда и активного формирования ледникового стока следует считать интервал времени между датами разрушения и установления устойчивого снежного покрова на конце ледника. В первый из этих моментов выполняется условие $Z_{\text{тес}}(t) \geq Z_k$, а во второй $Z_{\text{тес}}(t) \leq Z_k$.

По мысли автора, для того чтобы региональная модель процесса суммарного таяния ледников учитывала все эти особенности, достаточно:

а) выбрать такие постоянные даты начала ($d_{\text{нп}}$) и конца ($d_{\text{кп}}$) расчетного периода, когда ледники полностью покрыты устойчивым зимним снегом и заведомо выполняются условия:

$$Z_{\text{тес}}(d_{\text{нп}}) < Z_k \text{ и } Z_{\text{тес}}(d_{\text{кп}}) < Z_k;$$

б) ежегодно рассчитывать даты разрушения и образования устойчивого снежного покрова на высоте Z_k или даты начала ($d_{\text{нп}}$) и конца ($d_{\text{кп}}$) периода таяния льда на конце ледника.

На основании ранее выполненного обобщения [106] непосредственных данных по продолжительности периода абляции на ледниках Средней Азии в региональной модели суммарного таяния в качестве $d_{\text{нп}}$ и $d_{\text{кп}}$ приняты 1 мая и 31 октября. Как следует из анализа внутрисезонного распределения месячных сумм осадков в условиях Средней Азии [11, 34], принятая дата начала расчетного периода близка к средней многолетней дате максимума снегонакопления. Кроме того, аэровизуальные обследования заснеженности высокогорных зон ряда водосборов Средней Азии, которые систематически выполняют сотрудники Узбекского УГКС и САНИИ Госкимгидромета, показали, что даже в малоснежные 1975—1977 годы ледники в начале мая полностью закрыты зимним снегом, почти не затронутым таянием.

Рассмотрим далее принятые в данной работе способы определения дат начала и конца периода таяния льда на концах ледников. Расчет $d_{\text{нп}}$ и $d_{\text{кп}}$ выполняется двумя различными и независимыми друг от друга методами. Оба этих метода объединены в специальную подпрограмму, использующую тот же архив входной информации, что и головная программа расчета суммарного таяния.

Принципиальной основой для расчета начальной даты обнажения нижней точки конца ледника от сезонного снега является математическая модель формирования снежного покрова в горах, разработанная Ю. М. Денисовым.

Подробное изложение всех этапов построения этой модели содержится в работах [17, 18, 49, 170], что позволяет ограничиться здесь только рассмотрением способа численного решения уравнения изменения влажности снега w в заданном диапазоне высот водосбора с произвольным шагом по времени t и высоте z :

$$w(z, t+1) = w(z, t) + \frac{\partial w(z, t+1)}{\partial t}, \quad (3.60)$$

Для нахождения частной производной в (3.60) используется численная схема, изложенная в [17, 18, 170]:

$$\frac{\partial w(z, t+1)}{\partial t} = \begin{cases} q_s(z, t+1) \text{ для } M(z, t+1) \leq 0, \\ \left. \begin{aligned} & q_s(z, t+1) - M(z, t+1) \\ & \text{для } M(z, t+1) < w(z, t) + q_s(z, t+1), \\ & -w(z, t) \\ & \text{для } M(z, t+1) \geq w(z, t) + q_s(z, t+1) \end{aligned} \right\} q_s(z, t+1) > 0, \\ -M(z, t+1) \end{cases}$$

$$= \begin{cases} \left. \begin{aligned} & \text{для } M(z, t+1) < w(z, t), \\ & -w(z, t) \\ & \text{для } M(z, t+1) \geq w(z, t) \end{aligned} \right\} q_s(z, t+1) = 0, \end{cases} \quad (3.61)$$

где q_s — влажность свежевыпавшего снега, M — интенсивность таяния снега. Шаг изменения по времени в (3.61) принят равным 1 сут.

Расчет по схеме (3.61) и уравнению (3.60) начиная с 1 октября позволяет ежедневно изучать распределение влажности снега в зависимости от высоты местности и определять $w(z, t) = 0$, т. е. среднюю высоту снеговой границы и бассейне. Тогда первый день, когда выполнено условие

$$[\min z \in w(z, t) \neq 0] \geq Z_k, \quad (3.62)$$

явится начальной датой периода таяния льда и движения снеговой границы на поверхности ледника.

Формально в схеме (3.61) отсутствуют ограничения на распространение ее в гляциальные области водосборов. Однако для применения модели Денисова в массовых расчетах движения границы сезонного снега и дат окончания периода таяния на ледниках необходимы численные данные о лавинной и метелевой концентрации снега в гляциальных областях.

По современным представлениям [132] этот процесс существенно трансформирует «фоновые» значения твердых осадков. При отсутствии соответствующей массовой информации об особенностях аккумуляции снега на ледниках использование в формуле (3.57) и схеме (3.61) зависимостей осадков от высоты местности, относящихся к внеледниковым зонам водосборов, неизбежно приведет к большим систематическим погрешностям при определении $d_{\text{ли}}$ и $Z_{\text{гев}}(t)$ в гляциальных областях.

В связи с этим автором разработан иной метод расчета движения сезонной снеговой границы $Z_{\text{гев}}(t)$ на поверхности ледника и дат окончания периода таяния льда. Подробное описание модели движения $Z_{\text{гев}}(t)$, включая блок-схему расчета, приведено ранее в разделе 3.3.

Особенность метода состоит в том, что суммарная аккумуляция снега на леднике в интервале $Z_{\text{гевли}} - Z_{\text{ли}}$ учитывается косвенно с помощью изменяющегося от года к году значения максимального $Z_{\text{макс}}$ подъема снеговой границы над концом ледника. Такой подход позволяет в обобщенном виде принять во внимание все отмеченные здесь локальные особенности режима снежного покрова на леднике, которые не проявляются в соответствующих зависимостях $q(z)$ для внеледниковых зон водосбора.

Для расчета дат окончания периода таяния льда из алгоритма модели движения $Z_{\text{гев}}(t)$ на леднике используется только блок определения продолжительности таяния летнего снега. В связи с этим выбор даты начала периода таяния льда $d_{\text{ли}}$ роли не играет при условии, что $d_{\text{ли}} \leq d_{\text{ли}} < d_{\text{ли}}$.

Способ определения $d_{\text{ли}}$ основан на принятом заранее условии $d_{\text{ли}} \leq d_{\text{ли}}$ и постановке задачи, где требуется установить дату, начиная с которой постоянно выполняется условие $Z_{\text{гев}}(t) \leq Z_{\text{ли}}$. Расчет $d_{\text{ли}}$ на ЭВМ осуществляется в два этапа.

На первом этапе в каждом очередном районе гляциальной области для интервала времени от $d_{\text{ли}}$ до $d_{\text{ли}}$ с шагом 1 сут, согласно схеме

$$z_{\text{ли}}(t) = \begin{cases} Z_{\text{макс}} & \text{при } \bar{q}_{\text{ли}}(t) = 0, \\ Z_{\text{ли}} & \text{при } \bar{q}_{\text{ли}}(t) > 0, \\ \min Z_{\text{ли}} & \text{при } \sum \bar{M}_{\text{ли}}(\Delta z, t) < \sum \bar{q}_{\text{ли}}(\Delta z, t). \end{cases} \quad (3.63)$$

формируется рабочий массив $z_{\text{ли}}(t)$ высот, характеризующих минимальный уровень, на котором летние атмосферные осадки выпадают в виде снега, а затем таят. В (3.63) $\bar{q}_{\text{ли}}$ — средний слой летнего снега в пределах ледника; $\min Z_{\text{ли}}$ — самая низкая из высот границы летнего снега в течение периода из N дней, необходимого для полного таяния свежевыпавшего снега; $\bar{M}_{\text{ли}}(\Delta z, t)$ — средний за сутки слой таяния в интервале высот $\Delta z - Z_{\text{ли}} - \min Z_{\text{ли}}$. В дни, когда не было ни твердых осадков, ни их таяния, высота $Z_{\text{гев}}$ условно принимается равной значению $Z_{\text{макс}}$ в данном районе, которое определено заранее по методу, изложенному в разделе 3.1.

Таким образом, начиная с некоторого момента, когда твердые осадки покрывают полностью площадь ледника и остается в силе уравнение

$$\sum \bar{M}_{\text{ли}}(\Delta z, t) < \sum \bar{q}_{\text{ли}}(\Delta z, t),$$

высота $z_{\text{ли}}(t)$ до конца расчетного периода ($d_{\text{ли}} = 31$ октября) становится равной $Z_{\text{ли}}$.

На втором этапе расчета $d_{\text{ли}}$ массив высот, сформированный согласно (3.63), просматривается день за днем от конца расчетного периода к началу и, очевидно, что первый день, когда $z_{\text{ли}}(t) =$

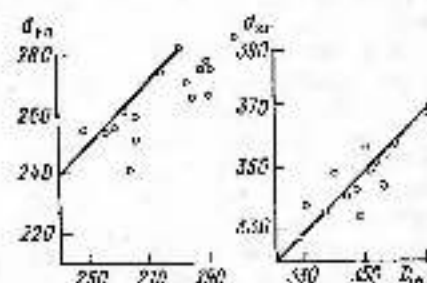


Рис. 3.7. Сравнение рассчитанных дат начала и конца периода таяния льда с фактическими по наблюдениям на леднике Центральной Туюксы.

Сплошная линия — биссектриса координатных осей.

$= Z_{\text{ли}}$, является датой максимального положения ССГ на леднике, а следующий за ним в обычном порядке — датой окончания периода таяния льда. Строго говоря, последнее верно только в том случае, если снег очередного сезона аккумуляции сразу покрывает всю площадь аккумуляции. Впрочем эта, на первый взгляд, небольшая неточность расчета $d_{\text{ли}}$ совершенно не влияет на определение суммарного таяния, которое вычисляется в зависимости от прихода внешнего тепла и высоты сезонной снеговой границы на леднике.

Оценка приемлемости изложенных в настоящем разделе способов расчета дат начала и конца периода таяния льда в гляциальных областях Средней Азии выполнена двумя независимыми способами.

Во-первых, путем сравнения рассчитанного многолетнего ряда $d_{\text{ли}}$ и $d_{\text{ли}}$ с данными непосредственных наблюдений, выполненных сотрудниками сектора географии АН КазССР за режимом снежного покрова на леднике Центральной Туюкской, где уже десяти лет под руководством Н. И. Пальцова, Г. А. Толмаганбетова, К. Г. Мажаревича и др. осуществляется широкая программа стационарных и полустационарных гляциологических работ.

Сходимость результатов расчета с прямыми определениями дат начала и конца периода таяния льда на леднике Центральной Туюкской иллюстрирует рис. 3.7. Количественная оценка отклонений показала, что при использовании в модели двухфакторной локальной формулы интенсивности таяния $M(B_{\text{ли}}, \Theta)$ и учета

уклона и ориентации ледника средняя ошибка расчета $d_{\text{пл}}$ составила 12 дней, а для $d_{\text{пл}}$ близка к нулю.

Как видно, качество результатов расчета в данном случае оказалось вполне удовлетворительным. Небольшая систематическая погрешность в определениях $d_{\text{пл}}$, скорее всего, обусловлена приближенным характером зависимости осадков от высоты местности. Для уменьшения систематических погрешностей в расчетах движение $Z_{\text{гос}}$ во взаимосвязных зонах бассейнов Средней Азии автором разработаны [254] метод, алгоритм и приращения корректировки, где используется оперативная спутниковая информация о площади заснеженности в горах. Авторская проверка метода корректировки расчетов $Z_{\text{гос}}(t)$ на материалах многолетних аэрофотосъемок снежного покрова в бассейнах рек Ахангарак и Пскем, обобщенных В. П. Чернотворных [219], подтвердила его эффективность при различных вариантах ошибок расчета высот сезонной снеговой границы.

Еще одна оценка качества расчетов $d_{\text{пл}}$ и $d_{\text{пл}}$ получена путем анализа совместности средних многолетних значений $d_{\text{пл}}$ и $d_{\text{пл}}$, определенных автором для ряда гляциальных областей Средней Азии, с описанными в работе [11] региональными закономерностями изменения на различных высотах средних многолетних дат разрушения и установления устойчивого снежного покрова на грунтовой поверхности. В данном случае под совместностью зонх однообразных характеристик, полученных независимыми методами, понимается их логическая и физическая взаимосвязь в региональных зависимостях от высоты местности.

Представленная на рис. 3.8 графическая иллюстрация пространственной изменчивости и совместности рассматриваемых характеристик в широком диапазоне природных условий Средней Азии позволяет сформулировать следующие выводы.

1. Изменение в зависимости от высоты средних многолетних дат разрушения устойчивого снежного покрова (у. с. п.) на грунтовой поверхности в бассейнах рек Исфара, Матча, Муксу представляет собой достаточно однородный процесс, который с удовлетворительной точностью может быть аппроксимирован общим выражением.

2. Средние многолетние даты начала таяния льда на различных высотах в гляциальных областях бассейнов рек Сарыджас, Исфара, Матча, Муксу, Сельдера образуют с датами разрушения у. с. п. на грунтовой поверхности в этих же водосборах единую зависимость от высоты местности z , для которой получено следующее эмпирическое уравнение (z в км):

$$D_c = 77,6z - 160,2, \quad (3.64)$$

где D_c — даты разрушения устойчивого снежного покрова (номере дней календарного года).

3. Сближение на высотах более 4,5 км дат начала таяния льда с датами разрушения у. с. п. на грунтовой поверхности и расхождение между ними на высоте около 3 км имеет ясный физиче-

ский смысл. Вероятнее всего, в самых верхних зонах водосборов это обусловлено гравитационным односторонним условием аккумуляции и таяния снежного покрова на грунтовой и ледяной поверхностях, а в нижних — возрастанием разности между названными процессами.

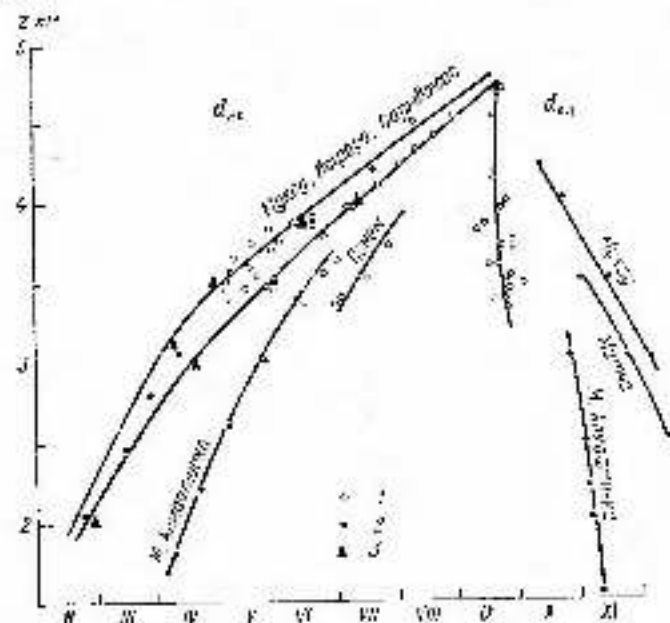


Рис. 3.8. Распределение по высоте в бассейнах рек Средней Азии дат начала и конца периода таяния льда и разрушения (1) и начала и установления устойчивого снежного покрова (2, 3) на грунтовой поверхности.

4. Вполне удовлетворительная совместность $d_{\text{пл}}$ на концах ледников и дат разрушения у. с. п. на грунтовой поверхности наблюдается также в бассейне р. Малый Алмаатинки. Эмпирическая формула зависимости $D_c = f(z)$ для этого бассейна получена в виде

$$D_c = 44,5z - 14,2. \quad (3.65)$$

5. Различия между кривыми $D_c = f(z)$ для бассейнов рек Сарыджас, Исфара, Матча, Муксу, Сельдера, Малый Алмаатинки, Пскем вполне однообразно объясняются географическими особенностями расположения этих бассейнов и климатическими условиями сезонов аккумуляции и таяния.

6. Существенно отличающимися друг от друга оказались зависимости от высоты для средних многолетних дат конца периода таяния льда и образования у. с. п. на грунтовой поверхности. Как видно, $d_{\text{пл}}$ в различных гляциальных областях образуют общую самостоятельную зависимость от высоты.

Характерные черты этой зависимости: незначительная разность в $d_{из}$ на высотах от 3 до 4,8 км (≈ 20 дней), малая изменчивость $d_{из}$ (≈ 20 дней) на одной и той же высоте в различных условиях оледенения Средней Азии. Отметим также, что сокращение периода образования устойчивого снежного покрова на грунтовой поверхности в сравнении с его разрушением свойственно в целом для зоны формирования стока рек Средней Азии, особенно на севере территории. В наиболее ярком виде эта разница проявляется в гляциальных областях Средней Азии.

Таким образом, оба рассмотренных варианта оценки качества результатов расчета дат начала и конца периода таяния льда показывают, что предложенные методы вполне пригодны для определения $d_{из}$, $d_{из}$ и продолжительности периода таяния льда в гляциальных областях Средней Азии.

Выводы

1. Движение сезонной снеговой границы на поверхности ледника является отражением внутрисезонного хода аккумуляции и абляции в гляциальных областях. Вследствие этого максимальная высота снеговой границы на ледниках весьма тесно связана с годовым балансом аккумуляции и абляции и его составляющими. Существенная связь между $Z_{глыб}$ и абляцией обуславливает важную для практических целей зависимость ледникового стока от $Z_{глыб}$. Отмеченные свойства $Z_{глыб}$ позволяют использовать в региональной модели процесса суммарного таяния ледников для косвенной оценки сезонной аккумуляции в гляциальных областях, которую невозможно измерить непосредственно.

2. Замена аккумуляции и абляции в уравнении $Z_{глыб} = \{ (d_{из}, d_{из}) \}$ соответствующими индексами позволяет разработать метод реконструкции многолетнего ряда $Z_{глыб}$. Эти индексы представляют собой безразмерные эквиваленты сезонных сумм осадков, средних месячных температур воздуха или баллов общей облачности за абляционный период и легко определяются по данным метеорологических станций.

Многолетняя изменчивость индексов аккумуляции и абляции, их алгебраической суммы адекватна вариации суммарного годового баланса ледников. Этот важный вывод подтверждают одинаково тесные связи между $Z_{глыб}$, годовым балансом ледника, аккумуляцией, абляцией и индексами балансовых характеристик.

3. Вклады индексов аккумуляции и абляции в описание многолетней изменчивости баланса, $Z_{глыб}$ и ледникового стока представляет собой простое и весьма эффективное средство для регионального анализа, описания и прогноза гидрологического режима оледенения Средней Азии. Примерами реализации этого положения являются следующие новые результаты:

- региональная зависимость вклада индекса абляции от относительной площади оледенения в водосбор;

- зависимость относительного вклада ледникового таяния в средний многолетний годовой и сезонный сток рек Средней Азии и Кавказа от вклада индекса абляции;

- решение в общем виде задачи долгосрочного прогноза ледникового стока и максимальных высот сезонной снеговой границы в гляциальных областях Средней Азии.

4. Для определения площадей пяти основных типов талой поверхности ледника в течение периода абляции необходимы перечисленные ранее морфометрические характеристики ледника и данные о положении сезонной снеговой границы. В разработанной автором модели движения $Z_{глыб}$ на леднику также используются значения $Z_{глыб}$. Тем самым учитываются особенности аккумуляции твердых осадков на ледниках. Поскольку зимние и летние твердые осадки, аккумулярованные на площади ледника в интервале высот от Z_k до $Z_{глыб}$, становятся полностью, в модели движения $Z_{глыб}$ достаточно определять суточные слои становления снега и принять очевидную гипотезу, что величина подъема $Z_{глыб}$ за сутки пропорциональна слою таяния за это же время. В результате сумма таяния зимнего и летнего снега за период абляции дает годовую аккумуляцию на леднике в интервале высот от Z_k до $Z_{глыб}$.

5. Большое значение для описания процесса суммарного таяния ледников и ледникового стока имеет определение моментов начала и окончания периода таяния льда. Применительно к статистической модели гляциальной области автором разработаны алгоритм и программа для определения на ЭВМ дат начала и конца периода таяния льда с раздельным учетом движения границы сезонного снега $Z_{глыб}$ на ледниках и внеледниковых зонах бассейна реки.

Анализ закономерностей изыскания по территории Средней Азии дат начала $d_{из}$ и окончания $d_{из}$ периода таяния льда выявил четкую зависимость $d_{из}$ и $d_{из}$ от высоты и хорошую их совместимость с процессом схода и установления устойчивого снежного покрова на грунтовой поверхности. В общем для бассейнов рек Средней Азии характерны постепенное и сильно растянутое во времени освобождение кошей ледников от зимнего снега и почти одновременное установление устойчивого снежного покрова на высотах Z_k . В среднем многолетнем сходе снежного покрова на ледниках в диапазоне высот от 3,3 до 4,7 км происходит с начала мая до конца августа — начала сентября. Установление устойчивого снежного покрова на концах ледников в том же диапазоне высот осуществляется в течение 20—25 дней с середины сентября до начала октября. На высотах более 4,7—4,8 км снежный покров залегает в течение всего года и продолжительность периода таяния льда равна нулю.

Глава 4

Методика расчета суммарного таяния на ледниках и ледникового стока

4.1. Пространственно-временная изменчивость основных метеорологических характеристик, определяющих интенсивность таяния на ледниках

Разработанная автором региональная физико-статистическая модель процесса суммарного таяния ледников в бассейнах рек Средней Азии предусматривает определение внутригодового хода аккумуляции и таяния в зависимости от высоты местности z . Рассмотрим далее используемые в модели методы описания в координатах z, t изменчивости ряда метеорологических элементов, которые являются аргументами локальных и региональных формул интенсивности аккумуляции и таяния снега и льда.

4.1.1. Приход суммарной солнечной радиации на поверхность ледника

Методика расчета составляющих потока суммарной радиации $Q_{\Sigma}(t) = J' + D$ для безоблачных дней в настоящее время теоретически и экспериментально обоснована (см. например, [47, 48, 97, 160, 187]) вполне определенно (J' — прямая радиация на горизонтальную поверхность, D — рассеянная радиация, t_0 — время внутри суток).

Учитывая принятый в работе способ обобщения исходных данных по морфометрии оледенения в виде «средних ледников» для отдельных районов гляциальной области, расчеты J' и D целесообразно выполнять по эмпирическим формулам, содержащим возможно меньшее число локальных, а также малозначимых параметров.

Применительно к прямой радиации, как показано, например, в [97, 187], наиболее удачная и простая аппроксимация $J'(t)$ предложена В. Г. Кастроном:

$$J' = \frac{J_0 \sin h_{\infty}}{1 + \lambda m_{\lambda}}; \quad (4.1)$$

здесь J_0 — метеорологическая солнечная постоянная; λ — интегральный показатель прозрачности атмосферы; m_{λ} — безразмерная характеристика длины пути солнечного луча в атмосфере. Вполне удовлетворительное для практических целей приближение дает формула

$$m = \frac{1}{\sin h_{\infty}}. \quad (4.2)$$

где h_{∞} — угловая высота солнца. Коэффициент λ определяется эмпирически, по измерениям J :

$$\lambda = \frac{J_0 - J}{J} \sin h_{\infty}. \quad (4.3)$$

По этой формуле были выполнены определения коэффициента λ для территории Средней Азии. В расчетах использовался вывод С. И. Савинова [187] о достаточной для дневного периода характерности значений λ , определенных по полуденным значениям J .

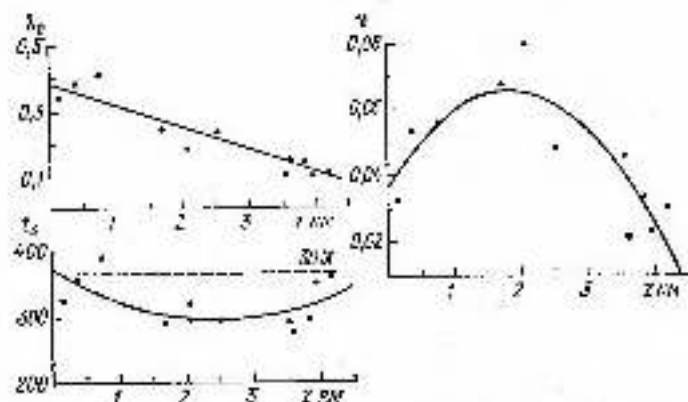


Рис. 4.1. Зависимости коэффициентов λ_0 , v и t_0 в формуле (4.4) от высоты местности над уровнем моря.

Анализ полученных автором средних месячных значений интегрального коэффициента прозрачности λ (табл. 4.1) на различных высотах на равнине и в горах Средней Азии показывает, что внутригодовой ход λ для любого из пунктов в табл. 4.1 вполне удовлетворительно аппроксимируется косинусоидой

$$\lambda(t) = \lambda_0 + v \cos \left[\frac{2\pi}{T_2} (t - t_0) \right], \quad (4.4)$$

где λ_0 — среднее годовое значение коэффициента интегральной прозрачности атмосферы, v — полуамплитуда изменения λ внутри года, $T_2 = 365$ дней, t — время (номер дня внутри года), t_0 — дата максимума $\lambda(t)$.

Затем для получения связи интегральной прозрачности атмосферы с высотой местности в условиях Средней Азии были построены графики зависимостей $\lambda_0(z)$, $v(z)$ и $t_0(z)$. Как следует из рис. 4.1, эти зависимости достаточно тесные.

Поскольку для расчетов таяния снега и льда наибольший интерес представляют значения $\lambda_0(z)$, $v(z)$ и $t_0(z)$ на высотах более 1 км, а также для выравнивания на рис. 4.1 плотности данных в различных высотных зонах было выполнено усреднение параметров λ_0 , v и t_0 в интервалах высот 0–0,250 км, 0,251–0,500 км и 0,500–1,000 км. В результате для зависимостей $\lambda_0(z)$,

Интегральные характеристики прозрачности атмосферы на различных высотах по территории Средней Азии (37°10'—44°50' с. ш.)

Местонахождение, пункт наблюдения	Высота, км	Средние месячные значения коэффициента λ									
		I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X
Ташкент	0,076	0,37	0,33	0,26	0,19	0,17	0,16	0,43	0,40	0,31	0,19
Ашхабад	0,106	0,35	0,30	0,22	0,29	0,38	0,41	0,42	0,39	0,32	0,33
Душанбе	0,124	0,33	0,26	0,22	0,24	0,29	0,31	0,38	0,34	0,26	0,37
Самарканд	0,183	0,31	0,20	0,25	0,30	0,36	0,36	0,42	0,37	0,30	0,31
Бухара	0,208	0,32	0,24	0,26	0,31	0,38	0,43	0,41	0,37	0,29	0,16
Бекбаев	0,236	0,31	0,27	0,25	0,28	0,35	0,35	0,41	0,37	0,29	0,34
Ташкент	0,300	0,36	0,29	0,27	0,31	0,38	0,40	0,44	0,42	0,38	0,37
Самарканд	0,443	0,44	0,34	0,27	0,31	0,34	0,41	0,45	0,41	0,38	0,41
Ташкент	0,477	0,42	0,34	0,26	0,31	0,38	0,39	0,41	0,39	0,36	0,43
Фрунзе	0,573	0,37	0,33	0,26	0,32	0,36	0,43	0,42	0,41	0,41	0,30
Душанбе	0,793	0,41	0,30	0,26	0,30	0,36	0,43	0,45	0,43	0,36	0,41
Алма-Ата	0,922	0,51	0,43	0,37	0,40	0,30	0,40	0,43	0,41	0,30	0,43
Самарканд	0,947	0,19	0,17	0,16	0,26	0,30	0,35	0,31	0,27	0,26	0,25
Казакта	1,711	0,14	0,11	0,10	0,11	0,18	0,29	0,24	0,27	0,23	0,20
Б. Аксайское село	2,375	0,20	0,17	0,16	0,24	0,27	0,37	0,31	0,38	0,32	0,22
Джизак (Центральная)	3,4—3,7	0,07	0,07	0,06	0,10	0,11	0,12	0,15	0,16	0,13	0,10
Таш-Шир	5,610	0,14	0,13	0,13	0,15	0,16	0,18	0,19	0,15	0,14	0,14
Джизак (Абракмове)	3,840	0,10	0,09	0,09	0,13	0,16	0,18	0,18	0,16	0,13	0,13
Кара-Кул	3,250	0,43	0,38	0,07	0,41	0,13	0,13	0,13	0,13	0,12	0,12
Лоджик Фелисько	4,170	0,11	0,08	0,06	0,08	0,12	0,13	0,13	0,14	0,11	0,12

Примечание. Значения λ получены из работ [173, 179, 197—200] и по наблюдениям спелеометрической станции САННИ Госкомгидромета на высоте Абрамове.

$v(z)$ и $t_0(z)$ методом наименьших квадратов были получены следующие выражения:

$$\lambda_0(z) = 0,383 - 0,068z; \quad (4.5)$$

$$v(z) = 0,036 + 0,031z - 0,0084z^2; \quad (4.6)$$

$$t_0(z) = 373 - 59,5z + 11,7z^2. \quad (4.7)$$

Подставив эти уравнения в (4.4), дадим для расчета окончательную формулу:

$$\lambda(z, t) = 0,383 - 0,068z + (0,036 + 0,031z - 0,0084z^2) \times \\ \times \cos\left[\frac{2\pi}{T_1}(t - 373 + 59,5z - 11,7z^2)\right]. \quad (4.8)$$

Численные коэффициенты в этом выражении определены при условии, что год начинается 1 октября.

Для определения потока рассеянной радиации $D(t_1)$ используем вполне удовлетворительное приближение, которое дает формула Бергста—Кастрова [187]

$$D = 0,382J, \quad (4.9)$$

где значение эмпирического коэффициента достаточно устойчиво [187] при различных λ и J — прямая радиация на перпендикулярную поверхность.

В окончательном виде формула для расчета дневного поступления солнечной радиации на горизонтальную поверхность при отсутствии облачности выглядит следующим образом:

$$Q_0 = \frac{J_0 J_1}{\pi} \int_0^{\pi} \frac{\sin h_0}{\lambda(z, t) + \sin h_0} [\sin h_0 + 0,382(z, t)] d\tau, \quad (4.10)$$

где T_1 — продолжительность суток, равная 1440 мин; t_0 — время восхода или захода солнца; время t_1 внутри суток выражено через периодическую функцию часового угла

$$t_1 = \frac{T_1}{2\pi} \tau_1.$$

В формуле (4.10) значение $\sin h_0$ определяется по известному из сферической астрономии соотношению

$$\sin h_0 = \sin \varphi \sin \delta + \cos \varphi \cos \delta \cos \tau_1, \quad (4.11)$$

где φ — географическая широта; δ — склонение солнца; τ_1 — часового угла солнца. В уравнении (4.11) величина склонения солнца на любую дату t внутри года представляет собой периодическую функцию времени

$$\delta(t) = 23,5 \sin\left[\frac{2\pi}{T_1}(t - 173)\right] \quad (4.12)$$

в случае начала отсчета с 1 октября и $T_1 = 365$ сут.

Если φ и $\delta(t)$ заданы, определяем времена τ_0 восхода или захода солнца для любого пункта на равнине не представляет затруднений. Из (4.11) очевидно, что при $\sin h_0 = 0$

$$\tau_0 = \arccos(\pm \lg \varphi \lg \delta). \quad (4.13)$$

Однако для большинства горных ледников такой способ неприменим и задача расчета τ_0 в принципе, столь же ясная, как и на равнине, сильно осложняется необходимостью учета и анализа большого объема информации о рельефе ледниковых долин.

В качестве примера влияния закрытости горизонта на астрономическую продолжительность солнечного сияния приведем результаты [154, 165], полученные на леднике Федченко и в различных пунктах на леднике Центральному Туюксу (табл. 4.2).

Таблица 4.2

Максимальная возможная продолжительность солнечного сияния на ледниках Федченко и Центральном Туюксу (в % от астрономически возможной продолжительности)

Ледник	Месяц					
	V	VI	VII	VIII	IX	X
Федченко	80	80	80	80	81	78
Центральный Туюксу:						
Колес. языка	74	76	81	83	82	78
область абляции	76	78	83	84	82	70
фронтальная область	70	72	79	79	76	66

Есть вполне очевидные причины считать, что для малочисленных расчетов построенных суммарной радиации $\bar{H}_s$ и $\bar{H}_0$ на ледниках могут быть получены только численным методом с применением ЭВМ.

Сущность разработанного автором [114] такого метода в обобщенном виде состоит в построении трехмерной численной модели линии горизонта на основе крупномасштабной топографической карты, вычисления для каждого пункта на леднике круговой диаграммы закрытости горизонта, последовательном определении положения и угловой высоты солнца на небесной сфере в течение дня относительно каждого из этих пунктов и установлении, таким образом, моментов пересечения солнцем соответствующей линии горизонта на востоке и западе, т. е. времени восхода и захода солнца для данного пункта.

Для всех пунктов на поверхности ледника принято, что линия горизонта совпадает с подораздельным гребнем, замыкающим бассейн ледника. Это упрощение в отдельных случаях приводит к не-

большим дополнительным погрешностям расчета восхода и захода солнца, однако значимость этих ошибок безусловно гораздо меньше, чем по сравнению с учетом вообще или с рельефом и закрытостью горизонта.

Необходимой информацией для расчета времени восхода и захода солнца на леднике являются планово-высотные координаты пунктов на площади ледника и меридионально ориентированная трехмерная модель линии горизонта, которые обеспечивают определение для каждого i -того пункта углов закрытости N_i по формуле

$$N_i = \arctg \left(\frac{z_{1i} - z_{2i}}{\sqrt{(x_{1i} - x_{2i})^2 + (y_{1i} - y_{2i})^2}} \right), \quad (4.14)$$

где при каждом фиксированном i изменяется от 1 до n ; x_{1i} , y_{1i} , z_{1i} и x_{2i} , y_{2i} , z_{2i} — планово-высотные координаты точек на линии горизонта «г» и леднике «л».

После расчета круговых диаграмм закрытости горизонта для всех пунктов на поверхности ледника выполняется определение угловой высоты и положения солнца на небесной сфере и течение для с таких расчетов, чтобы, последовательно сравнивая угловые высоты солнца и углы закрытости горизонта каждого k -того пункта на леднике, установить моменты восхода и захода солнца относительно линии горизонта данного пункта.

Положение солнца на небесной сфере может быть определено в экваториальной или горизонтальной системе сферических координат. Пересечение меридиональной и зенитной осей этих координат друг с другом и с большим кругом небесной сферы образуют планарный треугольник, связывающий экваториальные координаты солнца с горизонтальными посредством известных формул сферической тригонометрии. В частности, уравнение (4.11) является аналитическим выражением зависимости высоты солнца h_0 от географической широты пункта φ , склонения солнца δ и τ_1 — его часового угла.

Другой вариант решения планарного треугольника —

$$\operatorname{ctg} A_0 \sin \tau_1 = \operatorname{ctg} (90^\circ - \delta) \sin (90^\circ - \varphi) - \cos (90^\circ - \varphi) \cos \tau_1, \quad (4.15)$$

где A_0 — азимут солнца, позволяет определить $\cos \tau_1$ по известным остальным элементам и в конечном счете установить по формуле (4.11) положение солнца на небесной сфере. Азимуты различных положений солнца в течение дня относительно k -того пункта на леднике принимаются равными азимутам отметок рельефа, образующих линию горизонта, поскольку для определения моментов восхода и захода необходимо сравнивать угловые высоты солнца с угловыми высотами точек на линии горизонта.

Уравнение (4.15) преобразуется относительно $\cos \tau_1$ к квадратному тригонометрическому уравнению

$$\cos^2 \tau_1 - K_1 \cos \tau_1 - K_0 = 0, \quad (4.16)$$

$$K_1 = \frac{2 \operatorname{tg} \delta \cos \varphi \sin \varphi}{\sin^2 \varphi + \operatorname{ctg}^2 \Delta \alpha} \quad (4.17)$$

$$K_0 = \frac{\operatorname{ctg}^2 \Delta \alpha - \operatorname{tg}^2 \delta \cos^2 \varphi}{\sin^2 \varphi + \operatorname{ctg}^2 \Delta \alpha} \quad (4.18)$$

вычисляются отдельно для каждого пункта на леднике цульх по постановке в (4.17) и (4.18) параметров φ , δ и азимутов, относящихся к линии горизонта этого пункта. Таким образом, расчеты систем

$$\begin{cases} \cos^2 \tau_1 - K_1 \cos \tau_1 - K_0 = 0; \\ \sin A_0 = \sin \varphi \sin \delta + \cos \varphi \cos \delta \cos \tau_1 \end{cases} \quad (4.19)$$

относительно $\cos \tau_1$ и A_0 , и сопоставление конечных результатов на каждом этапе с данными по закрытости горизонта k -того цульх на леднике позволяет определять время восхода и захода солнца для этого пункта на любой день или другие периоды и течение года в зависимости от того, как задано склонение солнца.

Для ряда пунктов на территории Средней Азии, где имеются данные актинометрических измерений, по изложенной здесь методике были выполнены расчеты внутриодового хода дневных сумм суммарной радиации при безоблачном небе. Относительные отклонения рассчитанных месячных сумм Q_0 от измеренных приведены в табл. 4.3.

Из табл. 4.3 следует, что качество определений $Q_0(z, t)$ по выражению (4.10) является вполне приемлемым для специальных расчетов мощности радиации как одного из аргументов в фор-

Таблица 4.3

Относительные отклонения рассчитанных месячных сумм суммарной радиации от измеренных

Пункт	z км	Относительные отклонения, %											
		-	=	+	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Терик	0,300	-15	-9	3	2	6	4	5	2	-2	-6	-10	-12
Ташкент	0,477	-9	-10	-3	8	6	5	6	7	0	-5	-10	-7
Самарканд	0,605	-5	0	4	7	8	5	9	3	1	-6	-10	-7
Фрунзе	0,798	-12	-7	0	2	5	6	7	5	2	-0	-10	-11
Кизилта	2,075	-15	-16	-8	-10	-4	3	-2	0	-3	-12	-14	-15
Тянь-Шань	3,610	-7	-3	-2	-1	2	3	4	1	-3	-8	-12	-10

муле интенсивности таяния снега и льда. Последующими шагами в использовании полученных данных о $Q_0(z, t)$ должны быть переход к значениям суммарной радиации при действительных условиях облачности $Q(z, t)$ и определение альбедо $A_k = A_k(z, t)$ штиль исполных типов таяния поверхности ледника.

Для расчета $Q(z, t)$ достаточно эффективным считается следующий способ:

$$Q = Q_0 f(C), \quad (4.20)$$

где

$$f(C) = 1 - (1 - d)C \quad (4.21)$$

или

$$f(C) = 1 - d_1 C - d_2 C^2 \quad (4.22)$$

— функция ослабления прихода суммарной радиации при C баллах общей облачности; d , d_1 , d_2 — эмпирические коэффициенты. Иногда [48, 147] для повышения точности расчетов Q вводит в $f(C)$ раздельные оценки общей и нижней облачности. Однако, учитывая локальный характер определений облачности и горах по данным редкой сети метеорологических станций, и региональной модели процесса суммарного таяния целесообразно ограничиться учетом одной общей облачности.

Исследование линейного и нелинейного вариантов зависимости $f(C) = Q/Q_0$ для территории Средней Азии по данным редких метеорологических станций за 1960–1980 гг. показало, что коэффициенты корреляции в обоих случаях практически одинаковы. Полученные автором последние значения параметров в функции ослабления прихода суммарной радиации в зависимости от баллов общей облачности приведены в табл. 4.4.

Как видно из таблицы, вариация параметра d в линейном варианте функции $f(C)$ не связана с высотой местности и скорее всего имеет случайный характер. Этот же вывод в полной мере справедлив для другого параметра $\cos \alpha$, который в любом случае при $C=0$ должен быть равен единице. В итоге, определив значения d по данным всех метеорологических станций, в табл. 4.4 найдем универсальную для Средней Азии функцию ослабления прихода суммарной радиации в зависимости от баллов общей облачности

$$f(C) = 1 - 0,05C. \quad (4.23)$$

Наряду с этой формулой, для расчета поступления суммарной радиации при C баллах общей облачности может быть использовано ранее полученное автором [123] выражение

$$f(C) = 1 - 0,0065C - 0,0046C^2, \quad (4.24)$$

поскольку точность аппроксимации $f(C)$ линейной и нелинейной зависимости оказалась почти одинаковой. Проверка формулы (4.24) по независимым наблюдениям на ряде ледников Завойевского Алатау, Тянь-Шань и Памира показала [119] ее приемлемость в разнообразных условиях.

Таблица 4.4
Параметры линейной функции ослабления суммарной радиации в зависимости от общей облачности (для территории Средней Азии)

Метеорологическая станция	α км	γ	$\cos \alpha$	β
Ташкент	0,076	0,99	1,03	-0,00
Ашхабад	0,108	1,00	1,00	-0,06
Чирчик	0,124	0,96	1,06	-0,00
Чирчик-Ю	0,188	0,90	0,99	-0,06
Беканбет	0,206	0,93	1,00	-0,05
Ташкент	0,276	0,98	1,02	-0,06
Ташкент	0,309	0,98	0,99	-0,05
Кабандинское водохранилище	0,348	0,99	1,00	-0,06
Ташкент	0,477	0,99	1,02	-0,08
Фергана	0,578	0,98	1,00	-0,05
Фрунзе	0,756	0,99	1,01	-0,05
Душанбе	0,822	0,99	0,99	-0,05
Алма-Ата	0,847	0,99	0,97	-0,06
Суханур	2,061	0,87	0,94	-0,03
Кызыл-Ата	2,075	0,98	0,95	-0,06
Ташкент-Шах	3,610	0,88	0,98	-0,03
Лодик-Феденко	4,170	0,97	0,96	-0,04

Примечание. γ — коэффициент корреляции, $\cos \alpha$ — значение функции $f(C)$ при $C=0$.

Основным источником данных по общей облачности в гляциальных областях являются, очевидно, наблюдения на метеорологических станциях. При современном уровне освещенности высокотерриториальных областей Средней Азии режимными метеорологическими наблюдениями оптимальным вариантом для локальных расчетов суммарной радиации представляется наличие в гляциальной зоне или вблизи нее хотя бы одной метеорологической станции.

В горах Средней Азии действует несколько десятков таких станций и этого, казалось бы, достаточно для оценки облачности, хотя бы в первом приближении. Однако продолжительность рядов наблюдений высокотерриториальных метеорологических станций нередко оказывается недостаточной для составления многолетнего архива метеорологической информации. В этих случаях следует продолжать ряды наблюдений высокотерриториальных пунктов на основе корреляционных связей между коротко- и длиннопериодическими значениями коэффициента корреляции между данными общей облачности в различных высотных зонах нескольких бассейнов Средней Азии показывают, что точность зависимостей в течение года вполне достаточна для установления коротких рядов.

Рассмотрим способы учета уклона и ориентации ледника в расчетах поступления прямой радиации к его поверхности. Напоминая, что средние взвешенные по площади значения уклона и ориентации ледника включены в число морфометрических характеристик,

Таблица 4.5
Параметры корреляции между средней за день общей облачностью (в баллах) в различных высотных зонах и некоторыми параметрами в бассейне р. Инфур

Месяц	Бассейн р. Пяган				Бассейн р. Инфур				Бассейн р. Инфур			
	Высотная зона, 3-5 км; метеостанция, 1,5 км				Высотная зона, 3-5 км; метеостанция, 1,5 км				Высотная зона, 3-5 км; метеостанция, 1,5 км			
	N	r	n	b	N	r	n	b	N	r	n	b
Октябрь	246	0,95	0,91	0,29	217	0,84	0,77	0,35	403	0,90	0,90	0,38
Ноябрь	240	0,92	0,92	0,37	180	0,84	0,90	-0,22	340	0,89	0,90	0,35
Декабрь	249	0,94	0,92	0,32	180	0,86	0,85	0,27	403	0,91	0,92	0,45
Январь	249	0,93	0,93	0,17	186	0,86	0,86	0,27	372	0,91	0,91	0,60
Февраль	226	0,95	0,95	0,23	170	0,84	0,88	0,16	339	0,84	0,87	0,80
Март	246	0,91	0,96	0,17	186	0,86	0,90	0,18	372	0,91	0,91	0,67
Апрель	250	0,91	0,99	0,53	186	0,86	0,91	0,53	360	0,91	0,92	0,51
Май	248	0,92	0,92	0,81	186	0,87	0,81	0,79	372	0,91	0,91	0,96
Июнь	249	0,91	0,97	0,61	180	0,85	0,76	1,73	360	0,90	0,90	1,69
Июль	249	0,95	1,0	0,70	186	0,85	0,85	1,38	372	0,91	0,85	1,41
Август	248	0,91	0,98	0,56	186	0,90	0,91	0,62	372	0,91	0,97	0,86
Сентябрь	249	0,91	0,95	0,37	180	0,85	0,89	0,60	360	0,91	0,91	0,55

Примечание. 1. После значения метеорологической зоны абсолютная высота пункта наблюдений. 2. N — количество наблюдений. 3. r — коэффициент корреляции, n — коэффициент корреляции, b — коэффициент регрессии $C(b) = \alpha C(n) + b$.

образующих порцеты «средних ледников» в районах гляциальной области.

Интенсивность поступления прямой радиации на различно ориентированные поверхности, как известно [45, 48, 97, 187], выражается формулой

$$J_{\text{пр}} = J \cos \Phi, \quad (4.25)$$

где

$$\cos \Phi = A_1 + B_1 \cos \tau_1 + B_2 \sin \tau_1; \quad (4.26)$$

$$A_1 = \cos \alpha \sin \varphi \sin \delta + \sin \alpha [\cos \varphi_0 (\operatorname{tg} \varphi \sin \varphi \sin \delta - \sin \delta \sec \varphi)]; \quad (4.27)$$

$$B_1 = \cos \alpha \cos \varphi \cos \delta + \sin \alpha \cos \varphi_0 \sin \varphi \cos \delta; \quad (4.28)$$

$$B_2 = \sin \alpha \cos \delta \sin \varphi_0 \sin \tau_1. \quad (4.29)$$

В (4.25)–(4.29) Φ — угол между нормалью к поверхности и лучом солнца; α — угол наклона склона; φ_0 — азимут проекция нормали к склону на горизонтальную поверхность; φ — географическая широта; δ — склонение солнца. При $\alpha = 0$ формулу (4.25) можно записать в виде

$$J'(\tau_1) = J \cos (90^\circ - \tau_0). \quad (4.30)$$

Один из способов расчета дневных сумм прямой радиации на склоны различной крутизны и ориентации заключается в численном интегрировании (4.25) по τ_1 при заданных значениях времени восхода и захода солнца в горах.

Другой способ определения $J_{\text{пр}}(t)$, предложенный в [48, 180], основан на аналогичном с (4.20) эмпирически устанавливаемом соотношении

$$f(\mu) = \frac{J_{\text{пр}}}{J}, \quad (4.31)$$

где μ , учитывая (4.25) и (4.30), представляет отношение косинусов наименьших углов между нормалью к поверхности и лучом солнца. Аналитическое выражение для μ

$$\mu = \frac{m_1 \operatorname{tg} \delta + \sqrt{m_2^2 + (\sin \alpha \sin \varphi_0)^2}}{\sin \varphi \operatorname{tg} \delta + \cos \varphi}, \quad (4.32)$$

где

$$m_1 = \cos \alpha \sin \varphi - \sin \alpha \cos \varphi \cos \varphi_0; \quad (4.33)$$

$$m_2 = \cos \alpha \cos \varphi + \sin \alpha \sin \varphi \cos \varphi_0. \quad (4.34)$$

и рабочая формула для определения прихода прямой радиации на склоны различной крутизны и ориентации

$$J_{\text{пр}} = J' (0,85\mu + 0,15) \quad (4.35)$$

были получены Ю. М. Денисовым [48] по измерениям $J_{\text{пр}}$ и J' в горах Западного Тянь-Шаня.

Таким образом, в региональной модели процесса суммарного таяния и гляциальных областях расчет поступления суммарной радиации к поверхности ледника в течение года выполняется по формулам (4.10), (4.30), (4.23) и данным о средней за день общей облачности. Вероятно, в отдельных случаях вычисленные значения Q могут заметно отличаться от фактических вследствие неизбежных при рациональном подходе упрощений и обобщений. Однако в целом за месяц, как показано в [100, 110], сходимость результатов расчета и измерений Q вполне удовлетворительная.

Важной частью расчета поглощенной радиации $B_{\text{л}}$ как аргумента региональной формулы интенсивности таяния снега и льда является определение альбедо $A_{\text{л}} = A_{\text{л}}(z, t)$ основных типов поверхности ледника и снежного покрова во шлейфовых зонах водосбора.

В региональной модели процесса суммарного таяния ледников принято, что в течение периода абляции осредненные характеристики альбедо снега и льда задаются с учетом примесей исключительности как наиболее типичные значения для зимнего и летнего снега, старого фирна, обнуженного льда и льда под мореной, т. е. основных типов поверхности, наблюдающихся на ледниках в период абляции. Возникающие при этом задачи классификации и оценки пространственно-временной изменчивости средних значений альбедо однородной поверхности ледника были подробно рассмотрены в работах автора [105, 109 и 110] с привлечением вполне представительных материалов измерений $A_{\text{л}}$ на ледниках высоких горных стран Земного шара.

Не повторяя здесь всех деталей выполненного ранее анализа, приведем только пределы и средние значения альбедо различных типов поверхности ледника в основные периоды.

Анализ пространственно-временной изменчивости значений альбедо следующий.

1. Отражательная способность тающей поверхности ледника достаточно четко классифицируется по нескольким градациям $A_{\text{л}}$, возникающим в связи с визуальными характеристиками поверхности пылью и мореной на поверхности снега и льда. Независимая проверка репрезентативности $A_{\text{л}}$ в табл. 4.6 показала [40, 42, 72] хорошее согласование карт альбедо ледника Джанкут, построенной по непосредственным измерениям и полученной на основе районирования и средних альбедо для выделенных типов поверхности.

2. Альбедосъемки различных поверхностей на ледниках Средней Азии показала весьма незначительную пространственную вариацию $A_{\text{л}}$ на однородных площадях. Коэффициенты вариации для типов поверхности в табл. 4.6 составляют: I — 0,08; II — 0,10; III — 0,20; IV — 0,15; V — 0,10; VI — 0,10; VII — 0,08; VIII — 0,05 [105].

3. Анализ изменений во времени t ежедневных средних значений альбедо однородных поверхностей ледника позволяет в качестве вполне удовлетворительного приближения принять $A_{\text{л}}(\Delta t) =$

«consi, по крайней мере для месячных интервалов. Графики на рис. 4.2 вместе с аналогичными иллюстрациями в [110] подтверждают этот вывод (пик, обусловленный летними осадками, не принимается во внимание).

Результаты немногих стационарных или длительных полустационарных измерений альбедо на ледниках Средней Азии, представленные на рис. 4.3, показывают, что внутригодовой ход сред-

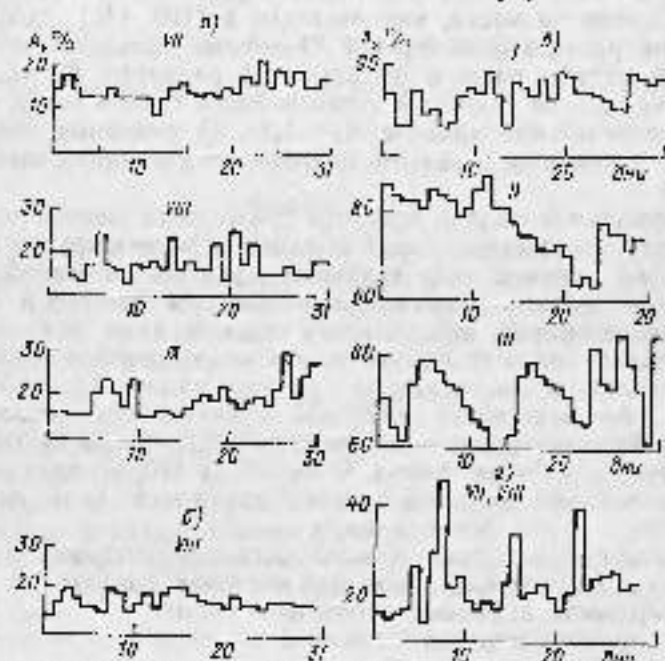


Рис. 4.2. Изменение средних за день значений альбедо однородной поверхности снега и льда в течение месяца. а — по данным автора для ледника Иссык-Куль; б — по материалам ЗИГМС на леднике Агаст; в — по данным Иссык-Кульских Водоканала, г — по наблюдениям Сектора географии АН КирССР по леднику Корженицкого.

Характеристическое альбедо (%) гладкой поверхности

	Тип поверхности ледника							
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII
Пределы	10—14	15—20	21—25	26—37	34—42	43—51	52—67	71—85
Среднее	12	17	23	30	38	47	58	70

Примечание: I — лед без корки, II — лед грязный, III — лед затронувший, IV — лед слабогрязный, V — лед чистый, VI — старый снег, слабогрязный, VII — чистый фирн, влажный снег, VIII — чистый сухой снег.

них месячных значений $\bar{A}_s$ на однородных поверхностях может быть аппроксимирована пологой параболой с максимумом, приходящимся на июль—август.

Такая же форма кривой внутригодового хода средних месячных значений $\bar{A}_s$ принята в расчетах таяния для слабогрязного льда (тип IV), старого снега и слабогрязного фирна

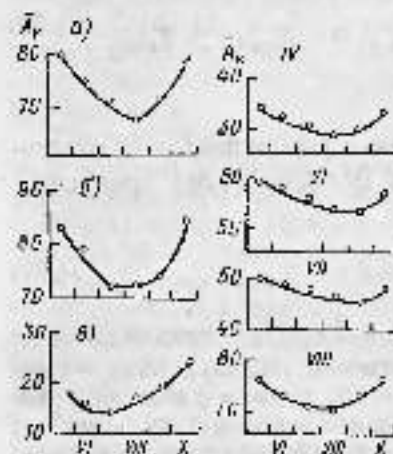


Рис. 4.3. Внутригодовой ход средних месячных значений альбедо однородных поверхностей снега и льда.

а — по данным [173] в фирновой области ледника Пикетный Тунгус; б — по данным [102] для фирновой области ледника Витковского; в — по данным автора для ледника Медвежий; IV, VI, VII, VIII — приняты внутригодовой ход альбедо по статистическим данным измерений ледника (см. классификацию в табл. 4.1).

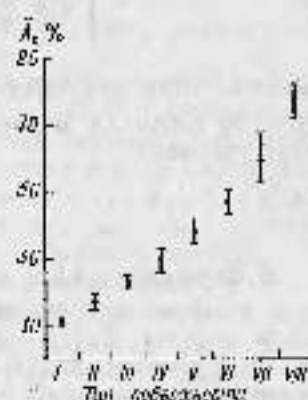


Рис. 4.4. Средние значения альбедо различных типов (точка) поверхности снега и льда и их зависимость (сплошная линия). Минимум типов I, II и III.

(тип VI), чистого фирна (тип VII), свежевыпавшего легкого снега (модификация типа VIII). Соответствующие графики $\bar{A}_s(t)$ также приведены на рис. 4.3.

Что касается сплошной корки на льду (тип I), то постоянство средних значений альбедо этого типа поверхности в течение мая—октября выглядит достаточно очевидным.

Для решения часто встречающейся задачи определения среднего альбедо в области абляции ледника рассмотрим рис. 4.4, где показано изменение $\bar{A}_s$ при переходе от одного типа поверхности к другому. Как видно, рост альбедо в направлении от типа I поверхности ледника к типу VIII происходит весьма плавно и в пределах от типа I до типов IV—V представляет собой линейный процесс. С учетом этого свойства расчет среднего альбедо для разновидностей поверхности на языке ледника после частичного

или полного таяния зимнего снега выполняется по следующей схеме:

$$\bar{A}_k(t) = \text{const.}$$

$$\bar{A}_{k+1}(t) = \begin{cases} \bar{A}_{kIV}(t) & \text{при } S_{\text{лв}} = 0, \\ \frac{\bar{A}_{kIV}(t)}{1 + \frac{S_{\text{лв}}}{S_{\text{л}}(t)}} & \text{при } S_{\text{лв}} > 0, \quad Z_{\text{лв}}(t) > Z_{\text{всв}} \end{cases} \quad (4.36)$$

описывающей редукцию $\bar{A}_{kIV}(t)$ прямо пропорционально относительной площади моренного покрова. В схеме (4.36) предусмотрено условие

$$1 + \frac{S_{\text{лв}}}{S_{\text{л}}(t)} \leq 2 \quad (4.37)$$

В формулах (4.36) и (4.37) $\bar{A}_{kI}(t) \div \bar{A}_{kIV}(t)$ — средние месячные альбедо для типов I—IV поверхности ледника; $S_{\text{лв}}$ — площадь морещи; $S_{\text{л}}(t)$ — площадь открытого льда в различные моменты времени; $Z_{\text{лв}}(t)$ — высота сезонной снеговой границы на леднике; $Z_{\text{всв}}$ — верхний предел распространения морены на языке ледника, определяемый на основе кривой $z(z)$.

Непогодочисленные данные [73, 110, 155, 156, 216] альбедосъемок показывают, что отражательная способность поверхности ледников наиболее изменчива (коэффициент вариации 0,3—0,5 и более) в областях абляции, частично покрытых сплошной мореной. При этом отношение площади морены к площади открытого льда, плотность моренного слоя, его фракционный состав являются основными факторами, определяющими пространственную вариацию альбедо на языках ледников. Можно полагать, что метод расчета $\bar{A}_k$ согласно (4.36), в достаточной мере отражает перечисленные особенности альбедо на ледниках.

Внутривидовой ход отражательной способности снежного покрова вне пределов гляциальной области зависит главным образом от влажности, плотности и петлеватости таяния поверхности снега. В этом случае для расчета альбедо использована модель Е. Б. Трофимовой [202], в которой изменения $\bar{A}_k(z, t)$ в дни без осадков принимается пропорциональным потоку тепла в снег. Показ аналогичное решение было предложено В. Б. Чистяковым [218].

Идею метода Трофимовой, где также используются характерные значения $\bar{A}_k$, иллюстрирует численная схема

$$A_k(t+1) = \begin{cases} \bar{A}_{\text{всп}} \\ \bar{A}_k(t) - (A_k(t) - \alpha_0) \alpha_0 \Pi(t+1) \Psi[\Pi(t+1)], \end{cases} \quad (4.38)$$

где $\bar{A}_{\text{всп}}$ — альбедо свежевыпавшего снега; $\Pi = f(B_{\text{т}}, \Theta)$ — внешний поток тепла в снег; α_0 и α_0 — эмпирические параметры.

$$\Psi(\Pi) = \begin{cases} 1 & \text{для } \Pi > 0, \\ 0 & \text{для } \Pi \leq 0. \end{cases} \quad (4.39)$$

Согласно этой схеме, в дни с твердыми осадками A_k равно альбедо свежевыпавшего снега, в дни без снегопадов при $\Pi \leq 0$, $A_k(t) = A_k(t+1)$ и в остальных случаях $A_k(t+1) = A_k(t)$ пропорционально потоку внешнего тепла в снег. В работе [202] предполагается также, что A_k снега ограничено снизу значениями альбедо льда.

Гораздо более сложную задачу представляет определение среднего альбедо различных типов поверхности ледника с учетом пространственно-временной изменчивости соответствующих площадей в течение периода абляции. Входными данными в этом случае являются: абсолютные высоты границы зимнего снега $Z_{\text{лв}}(t)$, нижнего уровня выветривания или выветривания ледяного снега $Z_{\text{лв}}(t)$, морфометрические характеристики «среднего ледника» — отметки начала Z_n и конца Z_k ледника, средней многолетней границы области питания $Z_{\text{лв}}$, площади морены $S_{\text{лв}}$ и верхней границы ее распространения $Z_{\text{всв}}$.

Блок-схема расчета $\bar{A}_k$ различных типов поверхности ледника приведена в работе автора [119]. Эта же процедура включает определение и запоминание средних взвешенных высот $Z(t)$ для площадей пяти основных типов поверхности ледника. Согласно статистической модели гляциальной области, изложенной в разделе 1.2, значения $Z(t)$ необходимы для расчетов составляющих суммарного таяния ледников.

4.1.2. Температура воздуха и осадки

Средние суточные значения температуры воздуха Θ и суточные суммы осадков q в течение года на различных высотах в гляциальной области и во внеледниковых зонах горного водосбора использованы для описания и расчета почти всех основных блоков региональной модели режима ледников: баланс аккумуляции и абляции, движение сезонной снеговой границы, интенсивность таяния снега и льда, даты начала и конца периода таяния льда. Рассмотрим при этом для этих целей способы описания закономерностей $\Theta(z, t)$ и $q(z, t)$ в условиях Средней Азии.

Как известно, в условиях атмосферы зависимость

$$\Theta(z, t) = \Theta(z_0, t) - \gamma(z - z_0) \quad (4.40)$$

представляет собой результат упрощенного решения уравнения переноса тепла в атмосфере. В (4.40) γ — вертикальный градиент температуры воздуха, $\Theta(z_0, t)$ и $\Theta(z, t)$ — температура воздуха на исходной z_0 и произвольной z высотах в момент t . Коэффициент $\gamma = \gamma(z, t)$ зависит от температурной стратификации атмосферы и устанавливается по эмпирическим данным.

Как показано, например, в исследовании О. И. Субботиной [193], изменение с высотой температуры приземного слоя воздуха в горах Средней Азии и целом также подчиняется закономерности (4.40). При этом внутрисезонная и внутрисезонная вариация $\gamma(t)$ в существенной мере [182, 193] обусловлены «фактором косинусности», характеризующим геометрию мезорельефа. Установлена также [146, 148, 215] связь вертикального градиента температуры воздуха с условиями погоды в горной долине.

Таким образом, для получения хорошего приближения к истинным значениям средней температуры воздуха на различных высотах необходимо учитывать пространственное распределение форм мезорельефа и другие зональные факторы. Исходные данные для решения указанной задачи в бассейнах рек Средней Азии в настоящее время отсутствуют, поэтому в региональной модели процесса суммарного таяния ледников применяется обобщение и сглаживание локальных особенностей поля температуры в горах. Обеспечивается это путем усреднения морфометрических характеристик оседения по районам гляциальной области, расчета γ для зависимости $\Theta(z)$ в целом для бассейна, описания внутрисезонной изменчивости γ в конкретном бассейне реки по средним месячным значениям температуры воздуха.

Исследования ряда авторов [45, 48, 119, 145, 170] показали, что внутрисезонный ход вертикального градиента температуры с достаточной точностью может быть представлен в виде косинусиды

$$\gamma(t) = \gamma_0 + \gamma_0 \cos \left[\frac{2\pi}{T_2} (t - t_0) \right], \quad (4.41)$$

где γ_0 — средний годово́й градиент, γ_0 — полуамплитуда изменения $\gamma(t)$, $T_2 = 365$ сут, t — номер дня в течение года, t_0 — дата максимума $\gamma(t)$.

Линейное уравнение (4.40) вполне удовлетворительно описывает вертикальный профиль $\Theta(z)$ в бассейне, если измерения температуры воздуха на различных абсолютных высотах проведены над достаточно однородной подстилающей поверхностью. При наличии оледенения в бассейне, условие однородности подстилающей поверхности нарушается, что приводит к физически неоправданному, хотя и слабо изученному явлению «скачка температуры воздуха» на границе гляциальной области и изменению вида общей для бассейна вертикального профиля температуры воздуха.

Следствием нелинейности общей профиля $\Theta(z)$ является возрастание вертикального градиента температуры воздуха γ между пунктами, расположенными на различных подстилающих поверхностях (грунт—лед). В связи с этим при экстраполяции по формуле (4.40) значений $\Theta(z_0)$ через высотную границу гляциальной области необходимо, по крайней мере в течение периода май—октябрь, введение соответствующей поправки к вертикальному градиенту температуры.

Для определения величины поправки рассмотрим приведенные в табл. 4.7—4.8 результаты выполненных автором и другими исследователями [91, 92, 144, 156] расчетов вертикального градиента температуры воздуха для пунктов на однородных (грунт—грунт) и неоднородных (грунт—лед) поверхностях в ряде бассейнов рек Средней Азии и Кавказа. В табл. 4.7—4.8 включены также случаи убывания вертикального градиента γ при переходе общего профиля $\Theta(z)$ через границу оледенения. Этот вариант изменения с высотой вертикального градиента, по-видимому, является аномальным и объясняется локальными особенностями мезорельефа в районе расположения метеорологической станции. Возможно, что причина отрицательных разностей градиентов в табл. 4.7—4.8 кроется в повышенной облачности за рассматриваемый ряд лет на ледниковых метеопунктах. А увеличение общей облачности, как показано П. А. Черкасовым и Т. Ермаковым [215], способствует возрастанию «скачка температуры воздуха» над ледником.

Малое количество общих вертикальных профилей $\Theta(z)$ в бассейнах рек Средней Азии, включающих пункты на грунтовой и ледниковой поверхностях, не позволяет установить и описать закономерности изменения $\gamma(t)$ при переходе $\Theta(z)$ через границу оледенения. В качестве первого приближения значения поправки к вертикальному градиенту температуры при экстраполяции $\Theta(z)$ в гляциальную область примем среднее за май—октябрь значение положительной разности γ для пунктов измерения температуры воздуха на однородных (грунт—грунт) и неоднородных (грунт—лед) подстилающих поверхностях. Вследствие нелинейности общего вертикального профиля $\Theta(z)$ в бассейне значение поправки зависит от близости пункта на грунтовой поверхности к границе оледенения и возрастает по мере сокращения этого расстояния.

Приведенные в табл. 4.7—4.8 данные определения вертикального градиента $\gamma(t)$ в бассейне ледника Фодченко показывают, что над однородной ледяной поверхностью наблюдается уменьшение действительного градиента температуры воздуха и приближение их к значениям для пунктов на грунтовой поверхности.

Рассмотренные здесь материалы подтверждают достаточно сложный характер и слабую изученность «скачка температуры воздуха» при переходе $\Theta(z)$ через высотную границу оледенения. В связи с этим при экстраполяции $\Theta(z_0)$ по формуле (4.40) в течение мая—октября через границу гляциальной области следует использовать выражение (4.41) вида

$$\gamma(t)_{v-x} = \gamma_0 + \gamma_0 \cos \left[\frac{2\pi}{T_2} (t - t_0) \right] + \Delta\gamma_{v-x}, \quad (4.42)$$

где $\Delta\gamma_{v-x}$ — среднее для май—октября значение поправки к $\gamma(t)$, остальные обозначения прежние. Величину $\Delta\gamma_{v-x}$ по табл. 4.7, можно получить также по измерениям температуры воздуха на метеорологических станциях в конкретном бассейне,

Внутрисезонный ход вертикальных градиентов температуры воздуха в бассейнах рек Средней Азии и Кавказа

Грунт замер- зан или нет? (да- нет, мм/сут)	Δt, км	Дополнительная таблица температур воздуха											X 1/2, км	X 1/2, км	X 1/2, км
		I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII		
Гарм — Ахтыжа- лар	1,416	5,35	4,84	5,12	4,84	4,98	4,08	5,25	5,48	4,98	5,33	5,48	5,62	5,20	
Гарм — ледник Бетюшский	5,584	5,11	5,30	5,84	5,53	5,80	7,11	7,11	7,28	7,25	6,92	5,83	5,13	0,34	1,02
Ахтыжаз — ледник Бетюш- ский	2,178	4,82	5,50	5,97	7,62	8,08	8,49	8,31	8,45	8,72	7,94	6,06	-0,55	0,63	3,10
Гарм — Ледник Курган	1,154	6,76	5,98	5,81	5,39	4,85	5,89	6,07	6,59	6,50	6,33	7,28	7,57	6,31	
Гарм — ледник Абамата	2,514	4,53	4,57	5,37	8,32	6,80	7,63	8,11	8,27	7,72	7,00	6,48	5,37	5,34	1,34
Даравт-Курган — ледник Абрамца	1,300	2,65	3,28	4,93	6,00	8,46	9,04	9,95	9,71	8,75	7,57	6,18	3,68	5,74	2,95
Самистов — Истандоруль	0,682	6,60	7,92	8,31	7,77	7,46	8,89	8,80	7,77	7,18	6,60	6,60	5,72	7,45	
Самистов — лед- ник ГТII	2,078	6,54	7,36	8,52	9,76	8,66	9,05	8,28	8,18	7,70	7,75	7,41	6,98	7,59	0,49
Истандоруль — ледник ГТII	1,386	6,52	7,09	8,67	9,24	9,24	9,17	5,02	8,38	7,95	8,31	7,81	7,09	8,17	0,74
Терек — Пик Терек	0,904	8,64	8,54	6,97	7,30	7,20	6,98	6,31	5,97	5,20	5,89	4,92	4,09	5,88	
Терек — Ледни- ца Вала	1,554	5,73	6,09	6,82	7,66	6,95	6,09	6,63	6,56	4,50	5,92	5,08	5,21	6,20	0,21
Пик Терек — Ледник Вала	0,680	5,85	8,15	6,62	8,15	6,45	7,54	7,08	7,38	3,54	7,08	5,23	6,77	6,94	0,52
Искропан — Б. Км- анак	0,810	7,50	5,54	6,57	7,65	8,02	8,77	8,90	8,04	7,00	7,28	7,75	8,40	7,86	
Покровка — лед- ник Карабатлах	1,550	5,09	4,81	5,38	6,35	6,79	7,18	7,50	7,24	5,67	6,09	5,71	5,45	5,18	-1,73
Б. Кызылу — ледник Карабаг- лах	0,758	1,87	2,91	4,09	5,07	5,47	5,47	6,00	5,78	5,33	4,80	3,47	3,27	4,37	-2,01

Примечание. Значения Δt в табл. 4.7 и 4.8 за период V—X и VI—IX представляли собой разности вертикальных градиентов для пунктов за неоднородных (грунт—снег) и однородных (грунт—грунт) поверхностей в бассейне.

Таблица 4.3

Вертикальные градиенты температуры воздуха в летние месяцы
в бассейнах рек Средней Азии

Пункт измерения температуры воздуха	Δz , м	Вертикальные градиенты γ				$\overline{\Delta\gamma_{VI-IX}}$
		VI	VII	VIII	IX	
В. Гореланак — Мисс миссия	0,745	6,58	7,67	7,11	6,98	
В. Гореланак — ледник Центральный Туксу	1,198	5,93	7,43	6,76	6,26	-0,48
Мызакан — ледник Центральный Туксу	0,453	4,86	7,05	6,18	5,08	-1,28
Байтак — Ала-Арча	1,471	6,35	6,93	6,49		
Байтак — ледник Толу- бига	1,886	6,79	7,21	6,96		0,39
Ала-Арча — ледник Толу- бига	0,515	7,96	7,96	8,10		1,43
Гушары — Майхура	0,640	7,50	8,44	7,34	7,10	
Гушары — ледник Бикрча	2,840	6,55	6,94	6,69	6,03	-1,05
Майхура — ледник Мизрча	2,200	6,27	6,60	6,50	5,73	-1,39
Ахтонгазар — пойма р. Саладары	0,120	9,20	10,10	10,10	8,30	
Пойма р. Саладары — ледник Шивачий	0,700	13,60	12,30	13,10	14,40	3,88
Метеопункты на льду и фирне ледника Фед- ченко	0,900	4,70	6,80	6,50	7,20	

если на одной из этих станций наблюдается устойчивый снежный покров, а на другой снег стаял полностью. Определенное таким способом значение $\Delta\gamma$ в бассейне р. Пскем оказалось равным 1,33 град/м [228].

Полустационарные исследования на ледниках Средней Азии показали [63, 64, 144, 158], что изменение γ наблюдается не только в описанной выше ситуации, но и переходе в пределах гляциальной области от льда на снег или фирн. Однако повсеместное отсутствие необходимой систематической информации для надежной численной оценки этого явления заставляет ограничиться в настоящей работе упомянутым вариантом (4.42).

Наиболее общим выражением зависимости сумм осадков от высоты местности в горах Средней Азии, как показали в работах [17, 18, 170], является формула

$$q(z, t) = q(z_0, t) [1 + b_2(z - z_0) + b_3(z - z_0)^2], \quad (4.43)$$

где b_2, b_3 — параметры; $q(z_0, t)$ и $q(z, t)$ — суммы осадков на высотах z_0 и z в момент времени t . Достоинством уравнения (4.43) является инвариантность относительно суммирования за любой интервал времени [170]. Согласно [17, 18], значения b_2 и b_3 зависят от уровня z_0 и определяются по формулам:

$$b_2 = \frac{2az_0 + b}{az_0^2 + bz_0 + c}; \quad (4.44)$$

$$b_3 = \frac{a}{az_0^2 + bz_0 + c}, \quad (4.45)$$

где a, b, c — параметры зависимости сумм осадков от высоты местности, вычисляемые по методу наименьших квадратов. Изменчивость параметров b_2 и b_3 в различных горных водосборах Средней Азии проанализирована в работе [170], а внутригодовой ход этих коэффициентов — в [35, 170].

Не останавливаясь на всех деталях исследования зависимостей $q(z, t)$, содержащихся в упомянутых работах, отметим только, что, согласно [35, 170], удовлетворительным аналитическим приближением временной изменчивости b_2 и b_3 считаются выражения:

$$b_2(t) = b_2 + A_2 \cos\left[\frac{2\pi}{T_2}(t - t_2)\right]; \quad (4.46)$$

$$b_3(t) = b_3 + A_3 \cos\left[\frac{2\pi}{T_3}(t - t_3)\right], \quad (4.47)$$

которые использованы автором при расчете суточных сумм осадков в бассейнах рек Средней Азии по формуле (4.43). Здесь b_2 и b_3 — средние годовые значения параметров b_2 и b_3 ; A_2 и A_3 — полуамплитуда их изменения; $T_2 = 365$ сут, t_2 и t_3 — константы, учитывающие сдвиг фаз.

Численные значения коэффициентов для зависимостей (4.43) — (4.47) в бассейнах рек Средней Азии определяются по данным метеорологических станций и постов, которые за крайне редкими исключениями расположены за пределами гляциальных областей. Следовательно, формула (4.43) не отражает известного явления повышенной концентрации зимне-весенних твердых осадков на поверхности ледника по сравнению с накоплением снега на тех же высотах на склонах бассейна ледника. Возникает аналогичная учету «температурного скачка», но практически невыполнимая задача введения соответствующих поправок в месячные и сезонные значения аккумуляции на ледниках, если их рассчитывать согласно уравнению (4.43). В связи с этим автором разработан метод косвенного определения годовой аккумуляции на ледниках.

Данный метод, основанный на расчете многолетнего ряда максимальных высот снеговой границы на ледниках и учитывающий балансное соотношение между аккумуляцией и абляцией, подробно изложен в главе 3 настоящей работы.

Использование одномерного выражения (4.43) для описания вертикального распределения осадков предполагает также, что высота местности является доминирующим фактором в многомерной зависимости осадков от пространственных координат. Практические подтверждения этого положения для бассейнов рек Средней Азии содержатся во многих гидрологических и климатологических обобщениях (см., например, [76, 78, 79]). Следует, однако, иметь в виду, что в зависимости от масштаба описания закономерностей поля осадков по шлефовым зонам бассейнов состав аргументов в уравнении (4.43) может быть увеличен. Так, расчет частых коэффициентов корреляции для зависимостей месячных и годовых сумм осадков от удаленности от тыловых и бывших гребней водоразделов в бассейнах рек Талас, Сурхандарья, Ахалгаран показал [31], что влияние горизонтальных координат на распределение осадков, как правило, является значимым. Особо существенно остаточная корреляция осадков с расстоянием x до тылового гребня оказалась в бассейне р. Сурхандарья для периода октябрь—май ($r_{x, \text{окт}} = 0,63 \pm 0,90$).

Аналогичные результаты получены Л. Д. Богданович и М. И. Геткером [14, 29] для сумм осадков за год и периоды октябрь—март, апрель—сентябрь по бассейнам р. Паранг и оз. Иссык-Куль, Чаткальскому, Курамышскому, Ферганскому и Алайскому хребтам. При этом в целом для бассейна оз. Иссык-Куль для любых интервалов времени влияние высоты местности на распределение осадков выглядит гораздо менее эффективным по сравнению с влиянием расстояния.

Однако на мезомасштабном уровне обобщения информации по осадкам коэффициент корреляции годовых сумм осадков с высотой над уровнем моря в одном из частных водосборов (р. Чоп-Кызылсу) бассейна оз. Иссык-Куль, определенный автором по данным [39], оказался равным 0,90.

Перечисленные сведения, по мнению автора, доказывают возможность существования в бассейне горной реки семейства индивидуальных зависимостей $q(z)$, отражающих мезомасштабные особенности распределения осадков в условиях сложной топографии. Для учета этих особенностей вертикального распределения осадков в региональной модели суммарного таяния ледников существуют два пути: 1) если позволяют исходные данные, определять параметры уравнения (4.43) применительно к районам гляциальной области; 2) использовать для расчетов накопления снега во шлефовых зонах бассейна только ту часть общей зависимости $q(z)$, которая относится к достаточно однородному по условиям аккумуляции интервалу высот.

4.2. Блок-схема региональной модели процесса суммарного таяния ледников

Дифференцированный по типам поверхности расчет внутригодичного и многолетнего режима суммарного таяния ледников в бассейнах рек Средней Азии состоит из ряда подготовительных и вычислительных операций, выполняемых в определенной последовательности.

Наиболее трудоемкой частью расчета суммарного таяния является предварительная подготовка и обобщение режимно-справочных материалов. На стадии подготовки данных для конкретного речного бассейна выполняются следующие процедуры:

а) создание на машинном носителе (перфокарты, магнитная лента) первичного многолистного архива суточных сумм осадков, средних суточных значений температуры воздуха и баллов общей облачности по наблюдениям метеорологической станции;

б) определение параметров зависимостей осадков, температуры воздуха и общей облачности от высоты местности и влияния внутригодичного хода этих параметров;

в) выделение в пределах гляциальной области групп ледников бассейна или менее однородных по морфологическим признакам или расположенных в однородных орочиматических условиях;

г) расчет средних и средних взвешенных по площади обобщенных морфометрических характеристик «средних ледников» для каждой из групп в пределах гляциальной области;

д) расчет за многолетний период индекса баланса аккумуляции и таяния в гляциальных областях в реконструированном соответствующего во времени ряда максимальных высот снеговой границы для каждой из выделенных групп ледников.

На первом этапе расчета суммарного таяния ледников в некотором бассейне определяются даты начала и конца периода таяния льда на концах «средних ледников». Для расчета $d_{\text{ст}}$, начиная с 1 октября с шагом по времени 1 сутки и по высоте 10 м для всей гляциальной области в интервале высот от самой низкой из всех отметок Z_k до самой высокой из Z_n «средних ледников» вычисляется по схеме (3.61) распределение подлота сезонного покрова как функция высоты местности. На каждом шаге по t последовательно снизу вверх проверяется условие (3.62), выполнение которого является критерием для определения дат начала таяния льда на концах «средних ледников».

Далее для расчета $d_{\text{лн}}$ на концах «средних ледников», начиная с соответствующих $d_{\text{ст}}$ до 31 октября с шагом по $t=1$ сут, реализуется схема (3.63). В конечном счете для определения дат окончания периода таяния льда используется вычисляемая продолжительность выпадения и таяния осевшего снега на высотах Z_n «средних ледников».

В качестве исходной информации для расчета многолетнего ряда $d_{\text{лн}}$ и $d_{\text{ст}}$ в отдельных районах гляциальной области необходимы многолетний архив метеорологических элементов (тем-

температура воздуха, осадки, общая облачность), морфометрические параметры «средних ледников», географическая широта гляциальной области, параметры локальных зависимостей $\Theta(z, t)$, $q(z, t)$, региональные формулы интенсивности таяния и ослабления суммарной радиации в зависимости от баллов общей облачности и др. Эти данные подробно перечислены в описаниях программ ARMELT и SMELT.

Заключительный этап расчета суммарного таяния ледников делится по времени на 3 части: с 1 мая до $d_{\text{лет}}$, от $d_{\text{лет}}$ до $d_{\text{ос}}$, от $d_{\text{ос}}$ до 31 октября. Общая для моделирования Средней Азии продолжительность расчетного периода с 1 мая по 31 октября принята для того, чтобы $d_{\text{лет}}$ и $d_{\text{ос}}$ при любых условиях находились внутри интервала протекания, который захватывает предшествующий и последующий за периодом таяния льда сезоны, когда ледники полностью покрыты снежными покровами. Таким образом, дифференцированный расчет составляющих суммарного таяния согласно модели (1.30) естественно включается во внутригодовой режим аккумуляции и таяния в гляциальных областях.

С 1 мая до даты начала таяния льда на поверхности «среднего ледника» тает только зимний или свежеснегавший весенне-летний снег. Возможно также одновременное таяние зимнего и свежеснегавшего снега, если твердые осадки не покрыли всю площадь ледника.

Расчет процессов таяния и выпадения снега на «средних ледниках» с 1 мая до даты начала таяния льда выполняется в региональной модели с шагом по времени 1 сут и по высоте 50 м в интервале от Z_k до Z_n . Соответственно указанным значениям пространственно-временных координат вычисляются суточные значения суммарной солнечной радиации с учетом ослабления Q_0 общей облачностью, средние суточные температуры воздуха и суточные суммы осадков. Распределение по z всех этих переменных используется в расчетах объемов таяния $v_{\text{ос}}(t)$ и $v_{\text{лет}}(t)$. Определение альбедо $A_k(z, t)$ зимнего и весенне-летнего снега выполняется по схеме (4.38).

В региональной модели процесса суммарного таяния в гляциальных областях предусмотрено, что в течение интервала времени от $d_{\text{лет}}$ до $d_{\text{ос}}$ слагаемыми $v_{\text{ос}}(t)$ являются все или только некоторые из следующих объемов таяния: льда под мореной (этот компонент отсутствует, если нет сплошной морены), открытого льда, старого фирна (при $Z_{\text{ос}}(t) > Z_{\text{ос}}$), зимнего и летнего снега.

Как показано в разделе 3.3, относительный и абсолютный вклады каждого из этих компонентов в суммарные объемы таяния за моменты t и в целом интервал времени $d_{\text{лет}} - d_{\text{ос}}$ зависят, в частности, от высоты сезонной снеговой границы на ледниках. В связи с этим основой для определения слагаемых суммарного таяния в гляциальных областях является расчет движения $Z_{\text{ос}}$ от $d_{\text{лет}}$ до $d_{\text{ос}}$.

Расчет $Z_{\text{ос}}(t)$ выполняется по формуле (3.49) с учетом выпадения и таяния льда осевого снега отдельно для каждого

района-подповерхности в гляциальной области с шагом по времени 1 сут. В зависимости от положения $Z_{\text{ос}}(t)$ относительно устойчивых характерных отметок на «средних ледниках» (Z_n , $Z_{\text{ос}}$, $Z_{\text{ос}}$, Z_n), выделяем на их поверхности интервалы высот и площади с различными условиями таяния: $S_{\text{ос}}(t)$ при $S_{\text{ос}} > 0$; $S_{\text{ос}}(t)$; $S_{\text{ос}}(t)$ при $Z_{\text{ос}}(t) > Z_{\text{ос}}$; $S_{\text{ос}}(t)$ при $q_{\text{ос}}(t) > 0$. Для каждого из 5 типов поверхности находим среднюю изотермическую высоту и на этом уровне температуру воздуха и суммарную радиацию с учетом ослабления общей облачностью. Среднее альбедо для каждого типа поверхности ледника определяется по методу автора, изложенному в разделе 4.1.1.

Затем выполняется расчет таяния $v_{\text{ос}}(t)$, $v_{\text{ос}}(t)$, $v_{\text{ос}}(t)$, $v_{\text{ос}}(t)$, $v_{\text{ос}}(t)$ и суммирование этих величин по группам ледников в интервалах высот от Z_k до $Z_{\text{ос}}$ и от $Z_{\text{ос}}$ до Z_n с шагом по высоте 50 м.

После окончания периода таяния льда всю поверхность ледника покрывает постепенно накапливающийся снег очередного периода аккумуляции. Средний слой вновь выпадающих твердых атмосферных осадков определяется по формуле (3.58). В промежутках между снегопадами возможно незначительное таяние осевшего снежного покрова, если позволяет приток внешнего тепла. Расчет накопления и таяния снега на ледниках в интервале времени от $d_{\text{лет}}$ до 31 октября выполняется с шагом по $t = 1$ сут и с учетом распределения по высоте основных факторов таяния — солнечной радиации и температуры воздуха.

Таким образом, минимальной пространственной разрешающей способностью региональной модели процесса суммарного таяния является группа ледников или район-подмножество гляциальной области. Для каждой такой группы расчет составляющих суммарного таяния и ледникового стока с 1 мая до 31 октября выполняется с шагом по времени 1 сут. Шаг по высоте с 1 мая до $d_{\text{лет}}$ и от $d_{\text{ос}}$ до 31 октября составляет 50 м.

Полученный, согласно изложенной модели, внутригодовой гидрограф суммарного таяния ледников может быть непосредственно использован как функция поступления в модели трансформации таяния в сток. Опыт показал [119], что при этом достигается высокая степень сходимости измеренного и вычисленного гидрографа стока. Тем не менее, учитывая необходимость осреднения в формулах интенсивности таяния и качества пространственной экстраполяции в высокогорных бассейнах данных по температуре воздуха, осадкам и общей облачности, результаты расчета внутригодового режима суммарного таяния и ледникового стока целесообразно также осреднять за декадные или месячные интервалы времени.

Расчеты многолетнего режима суммарного таяния ледников и ледникового стока в соответствии с изложенной здесь методикой были выполнены в следующих бассейнах рек Средней Азии: Малая Амударья, Алаарча, Талас, Искам, Исфара, Зеравшан (Матча), Сарыдркас, Муку и отдельно для бассейна ледника

Федченко и ледника Абрамови (бассейн р. Коксу, Алайский хребт). Региональная модель автора с успехом была использована также на Кавказе в бассейнах рек Терек и Ингури.

4.3. Анализ качества результатов расчета суммарного таяния ледников

Исходя из опыта численных гляциологических исследований, можно утверждать, что корректное определение объема суммарного таяния V_{Σ} на площади отдельного ледника или их группы возможно только путем раздельной оценки таяния зимнего и летнего снега, фирна, обложившего льда, и льда под мореной. Многолетние непосредственные измерения с хорошей точностью составляющих V_{Σ} в течение всего периода абляции практически неосуществимы для гляциальной области и даже на отдельных ледниках сопряжены с большими техническими трудностями.

Описание методики расчета таяния ледников показывает, что даже сравнительно исследованная региональная модель процесса суммарного таяния в гляциальных областях включает различные физико-статистические зависимости, описывающие внутригодовой режим аккумуляции и абляции на ледниках и ряд численных процедур, необходимых для получения в координатах x, y промежуточных и заключительных результатов расчета.

Независимо от структуры такой модели к числу блоков, принципиально необходимых в расчетной схеме, следует отнести:

- обобщение морфометрических характеристик множества ледников, образующих гляциальную область;

- разработку регионального метода расчета интенсивности таяния на поверхности ледников Средней Азии в условиях ограниченности исходной информации;

- определение в соответствии с размерностью модели, метеорологических характеристик (осадки, солнечная радиация, температура воздуха, облачность, альбедо и т. д.), обуславливающих интенсивность таяния снега, фирна и льда в течение периода абляции;

- создание на техническом носителе архива входной информации в фирме удобный для расчета суммарного таяния ледников на ЭВМ;

- расчет в каждом году дат начала и конца периода абляции;

- определение внутригодовой изменчивости площадей зимнего и летнего снега, льда под мореной, стывшего льда и фирна на ледниках;

- суммирование результатов вычислений составляющих V_{Σ} , представление их в виде, соответствующем уровню обобщения исходной информации в расчетных формулах.

На различных этапах разработки и реализации региональной модели процесса суммарного таяния неизбежно возникают систематические и случайные погрешности. Как правило, эти погрешности связаны либо с сознательным упрощением решения

в связи с недостатком входной информации и ограниченными возможностями ее пространственно-временной экстраполяции и установок сложной ориентации, либо с неполнотой знаний о моделируемом процессе.

Исследование возможностей проверки результатов расчета суммарного таяния в целом за период абляции или отдельные месяцы показывает, что в большинстве случаев нет достаточных оснований использовать как эталон данные непосредственных измерений таяния на ледниках. В основном эти сведения относятся к довольно ограниченному в пространстве или во времени диапазону условий расхода снега и льда в сравнительно доступных и безопасных местах области абляции.

Прямые определения аккумуляции и абляции на ледниках являются пригодными для оценки качества региональной модели процесса суммарного таяния, если количество пунктов измерений и их планово-высотное распределение установлены методом оптимизации ошибок выборочного среднего низкой характеристик (см., например, [52, 53, 81—83]). Такая постановка вопроса требует детального исследования и аналитического описания закономерностей пространственной и временной изменчивости полей аккумуляции и абляции на ледниках. Эта проблема в целом пока не имеет удовлетворительного решения, хотя некоторый практический опыт уже имеется. Так, в работе [75] особенности статистической структуры полей толщины снежного покрова на леднике Абрамова использовались для оптимизации количества пунктов измерений.

На леднике Джанкуат приняты [40, 42, 155] методики определения таяния по ретусириной сетке рек в высотноморфологических зонах, имеющих достаточно однородные показатели аккумуляции и крутизны поверхности. Вертикальная протяженность высотноморфологических зон составляет от 50 до 130 м. Такой подход, несомненно, способствует хорошему приближению к истинным значениям таяния, для оценки которого тем не менее необходим учет пространственных корреляционных связей таяния внутри высотноморфологических зон.

Поскольку точность и репрезентативность прямых измерений суммарного объема таяния или его составляющих неизвестны, было бы целесообразно принять критерий достоверности результатов расчета в виде минимума абсолютного значения разности $\Delta = V_{\Sigma p} - V_{\Sigma n}$ между вычисленным $V_{\Sigma p}$ и измеренным $V_{\Sigma n}$ объемам таяния. Более правильным и универсальным способом оценки является графическое сравнение и определение коэффициента корреляции между величинами $V_{\Sigma p}$ и $V_{\Sigma n}$. На графике связи легко установить наличие систематических или случайных отклонений результатов расчета относительно условия $V_{\Sigma p} = V_{\Sigma n}$, а качество связи следует оценивать, используя критерии принятые в системе Госкомгидромета СССР, для линейных прогностических зависимостей. Так, согласно [175], зависимость считается хорошей, если коэффициент корреляции составляет не менее 0,80.

Учитывая изложенные здесь соображения, рассмотрим результаты проверки соответствия измеренных и рассчитанных объемов таяния ледников.

Наиболее подходящим в Средней Азии объектом для анализа качества результатов расчета составляющих V_M является группа 12 Туюксуйских ледников в верховьях р. Малой Алмаатыны. На самом крупном из них — леднике Центральном Туюксу — сотрудники Сектора географии АН КазССР в течение нескольких десятилетий осуществляют обширную программу стационарных и полустационарных гляциологических исследований. Результаты работ систематически публикуются и в существенной мере способствуют развитию и уточнению представлений о режиме современного горного оледенения.

Относительно методики измерения составляющих суммарного объема таяния на ледниках Туюксуйской группы из работ К. Г. Макаренки и П. Ф. Шабалова [162, 166] известно, что абляционные наблюдения производились на четырех ледниках по 90 рейкам. Эти рейки были установлены на 15 поперечных профилях в различных условиях таяния, причем 66 реек и 7 поперечных находились на языке ледника Центрального Туюксу. Показания по рейкам, забуренным в лед на глубину до 3 м, сводились как минимум в начале и конце периода абляции.

Аккумуляция и таяние зимнего и летнего снежного покрова на языках и областях питания ледников Туюксуйской группы наиболее детально изучались [63, 167, 194] на леднике Центральном Туюксу, где наряду с измерениями на 7 ранее упомянутых поперечных профилях, в фирновой области проводилась снегосъемка и было установлено 8 реек. Наблюдения за режимом снежного покрова осуществлялись также на поверхности ледников Итыл Туюксу (2 поперечных профиля) и Молодежного (1 профиль, хотя и в несравненно меньшем объеме).

Таким образом, из всех измеряемых на Туюксуйских ледниках составляющих суммарного объема таяния наиболее подходящими для сравнения с результатами расчета являются приведенные в работах [162, 165, 166, 168] выборочные оценки объемов V_M таяния льда под мореной, обнеженного льда и старого фирна в целом за период абляции. О погрешностях этих оценок в указанных работах не сообщается.

Расчет внутригодового и многолетнего режима таяния на ледниках Туюксуйской группы был выполнен за 1941—1974 гг. на основе стандартной метеорологической информации, данных Каталога ледников СССР и сведений о работах [161, 165]. Для определения средней суточной интенсивности таяния снега и льда были использованы региональные и локальные одно- и двухфакторные формулы $M(B_{\text{ж}}, \Theta)_{\text{рег}}$, $M(B_{\text{ж}}, \Theta)_{\text{лок}}$ и $M(\Theta)_{\text{лок}}$.

В соответствии с предложенным здесь критерием рассмотрим представленные в табл. 4.9 и на рис. 4.5 оценки сходимости выборочных рассчитанных и измеренных значений суммарного объема таяния льда и старого фирна на Туюксуйских ледниках.

Оценивая результаты сравнения измеренных и вычисленных по различным формулам объемов таяния льда и старого фирна в группе Туюксуйских ледников отметим следующее.

1. Высокие коэффициенты корреляции между $V_{M, \text{р}}$ и $V_{M, \text{из}}$ указывают на однозначность временной изменчивости и устойчивость относительной амплитуды суммарных объемов таяния в сравни-

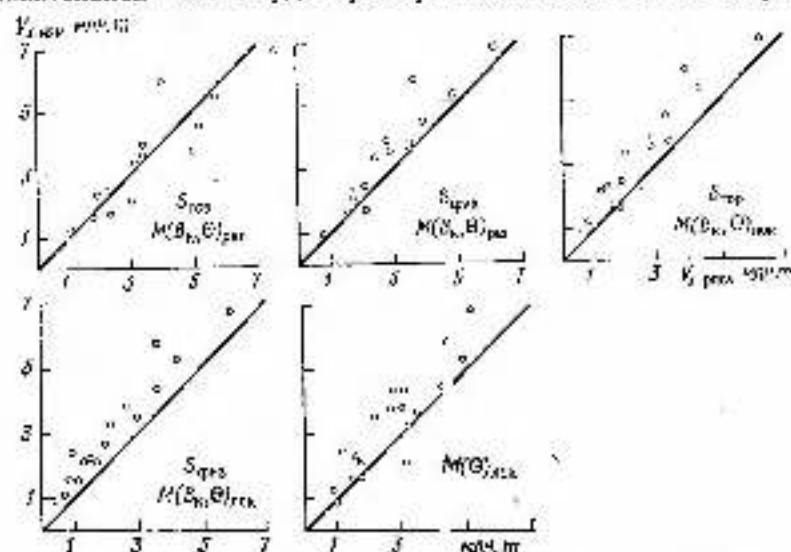


Рис. 4.5. Сходимость рассчитанных с применением различных формул интенсивности таяния и измеренных объемов суммарного таяния льда на шести ледниках Туюксуйской группы в бассейне р. Малой Алмаатыны.

Таблица 4.9

Оценка сходимости измеренных и рассчитанных объемов таяния

Характеристики	Формулы для оценки интенсивности таяния				$M\{B_{\text{ж}}; \Theta\}_{\text{лок}}$
	$M\{B_{\text{ж}}; \Theta\}_{\text{рег}}$		$M\{B_{\text{ж}}; \Theta\}_{\text{лок}}$		
	$S_{\text{рег}}$	$S_{\text{лок}}$	$S_{\text{рег}}$	$S_{\text{лок}}$	$S_{\text{лок}}$
$r_{\text{ж, в}}$	0,91	0,95	0,94	0,94	0,02
$V_{M, \text{из}}$ млн м ³	3,40	2,78	2,61	2,33	2,74
Коэффициент вариации	0,20	0,20	0,18	0,17	0,20

Примечания: 1. $r_{\text{ж, в}}$ — коэффициент корреляции измеренных и вычисленных объемов таяния за 1967—1974 гг. 2. Коэффициент вариации измеренных объемов таяния равен 0,20. 3. Средний за 17 лет измеренный объем таяния равен 3,25 млн м³. 4. $S_{\text{рег}}$, $S_{\text{лок}}$ — варианты расчета таяния со горизонтальной или фактической поверхностью ледников.

всех выборок. Следовательно, если рассматриваемые выборки $V_{M, r}$, $V_{M, p}$ использовать для построения зависимости с некоторой третьей переменной; то результат был бы практически одинаковым.

2. Несколько сложнее обстоит дело с оценками условия равенства объемов $V_{M, r}$ и $V_{M, p}$, поскольку результаты вычислений обусловлены не только формулами интенсивности таяния, но и точностью расчета дат начала и конца периода абляции.

Расчеты дат конца периода абляции оказались наиболее близкими к наблюдениям и лишены систематической ошибки, когда в вычислениях интенсивности таяния по локальной формуле $\dot{M}(B_n, \theta)$ учитывались экспозиция и уклон поверхности Туюксайских ледников. В большинстве случаев удовлетворительные результаты расчета $d_{\text{кон}}$ дало применение региональной формулы $\dot{M}(B_n, \theta)$ также с учетом уклона и экспозиции поверхности.

Таким образом, принимая во внимание дополнительное условие наилучшей схожести наблюдений и рассчитанных дат начала и конца периода абляции, самыми обоснованными являются результаты расчета таяния льда и старого фирна по локальной и региональной формулам $\dot{M}(B_n, \theta)$ с учетом уклона и экспозиции поверхности. Косвенным подтверждением этого вывода можно считать также заметное уменьшение разброса точек на графиках сравнения объемов $V_{M, r}$ и $V_{M, p}$ при $S=S_{\text{оп}}$ относительно вариантов $V_{M, p}$ при $S=S_{\text{оп}}$.

3. Судя по рис. 4.5, объемы таяния, полученные с использованием двухфакторных формул, несколько занижены относительно измеренных значений. Наряду параметрами зависимостей $q(z, t)$, $\theta(z, t)$ или в других эмпирических формулах, нужно добиваться почти идеального совпадения сравниваемых объемов. Однако такая корректировка эмпирических формул имеет смысл, если известно, что результаты измерений таяния являются абсолютным контролируемым эталоном.

4. Результаты использования региональной формулы $\dot{M}(B_n, \theta)$ для определения дат начала и конца периода абляции и объемов таяния льда и старого фирна на Туюксайских ледниках подтверждают целесообразность применения этой формулы в таласской области Заилийского Алатау.

Таким образом, проверка разработанной автором схемы расчета на примере определения одного из основных компонентов суммарного таяния в группе Туюксайских ледников показала приемлемость методики в целом.

Удобным объектом для контроля расчетов суммарного таяния является также ледник Абрамова (Алайский хребет, бассейн р. Коксу), где Среднеазиатский региональный научно-исследовательский институт (САННИ им. В. А. Бугаева Госкомгидромета) проводит стационарные гляциологические работы по программе международных гидрологических и гляциологических проектов.

Определения составляющих суммарного таяния на леднике Абрамова выполняются сотрудниками САННИ ежегодно по абляционным рейсам и посредством периодических систематических съемок. По сообщению [74, 75, 156, 197], плотность пунктов измерений таяния в области абляции составляет 23 рейс на 1 км², а в фирновой области — 9 рейс на 1 км².

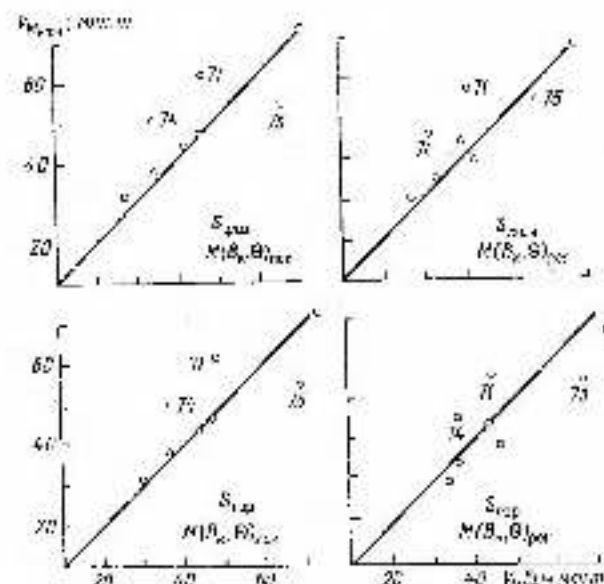


Рис. 4.6. Сходимость вычисленных и измеренных объемов суммарного таяния на леднике Абрамова.

Числа у точек — рейсы.

Нужной информацией для расчетов V_M и его составляющих служили данные измерений температуры воздуха, осадков и общей облачности на метеорологической станции ледник Абрамова и морфометрические характеристики глетчера, содержащиеся в работах [74, 156, 197]. Для сравнения с результатами расчетов суммарного таяния на леднике Абрамова использованы обобщения за 1968—1975 гг. измерений составляющих баланса улава, приведенные в работе [156].

Сходимость измеренных и рассчитанных объемов суммарного таяния на леднике Абрамова иллюстрирует рис. 4.6. В связи с различием длины сравниваемых выборок коэффициенты корреляции между $V_{M, r}$ и $V_{M, p}$ не вычислены.

Графический анализ условия равенства объемов $V_{M, r}$ и $V_{M, p}$ позволяет считать полученные удовлетворительными результаты еще одной проверкой метода расчета суммарного таяния. Важно отме-

туть также хорошее качество расчетов V_M с использованием региональной формулы $M(B_n, \Theta)$ и средних значений уклона и экспозиции поверхности ледника Абрамова.

Поскольку использование при определении V_M обобщенных показателей уклона и экспозиции поверхности ледников существует и другая возможность уточнения результатов расчета суммарного таяния, которую правильнее рассматривать как необходимый этап при реализации предлагаемого метода. Суть этой процедуры заключается в повторном анализе и оптимизации состава индекса баланса аккумуляции и таяния в гляциальной области.

В разделе 3.1 было показано, что начальный состав I_B должен включать метеорологические элементы, влияющие количественно характеристиками приходной и расходной статей водного баланса бассейна. Поскольку эти элементы измеряются в отдельных, весьма редких пунктах в водосборах, то критерием репрезентативности имеющихся в наличии пункт-элементов принята теснота зависимости того или иного компонента I_B как их суммы с объемом летнего стока.

Определенный таким способом индекс баланса используется для оценок $Z_{\text{этал}}$, которые необходимы для расчета суммарных объемов таяния V_M и V_{M1} в течение многолетнего периода. Эти объемы целесообразно рассматривать в качестве первого приближения функций $V_M = f(I_B)$ и $V_{M1} = f(I_B)$, чтобы, дополнив состав I_B , попытаться повысить коэффициент корреляции данных зависимостей.

Возможность уточнения состава индекса баланса основана на привлечении к I_B метеорологических элементов, позволяющих улучшить описание условий таяния и соответственно репрезентативность результатов расчета $Z_{\text{этал}}$, V_M , V_{M1} . Уточненный индекс баланса используется затем для повторных определений $Z_{\text{этал}}$ и составляющих суммарного таяния гляциальной области.

Описанная процедура представляет собой итерацию, которая, несомненно, способствует уменьшению погрешностей расчета V_M и V_{M1} . Эффективность такой итерации иллюстрируют примеры уточнения начального состава индекса баланса, представленные в табл. 4.10.

Как видно из табл. 4.10, добавление в начальный состав I_B индекса общей облачности существенно увеличило коэффициенты корреляции связей $V_M(I_B)$ и $V_{M1}(I_B)$ в гляциальных областях бассейнов рек Пекма и Исфара. Значение этого компонента для уточнения условий таяния в течение мая—октября очевидно.

В третьей главе работы при обсуждении вопросов использования восстановленных многолетних рядов $Z_{\text{этал}}$ на примере бассейна р. Пекма устанавливается возможность упрощенного расчета $Z_{\text{этал}}$ по эмпирическим формулам (3.19)—(3.23), аргументом которых является индекс баланса в его начальном составе. Учитывая результаты уточнения состава коэффициентов I_B в гляциальной

Таблица 4.10

Коэффициенты корреляции объемов суммарного таяния V_M и V_{M1} с различными вариантами состава индекса баланса в бассейнах рек Пекма и Исфара

Формыла зависимости таяния	Исходный состав индекса баланса	Полный состав индекса баланса		Варианты уточнения состава индекса баланса					
		р. Пекма	р. Исфара	2. Состав					
				$\Theta_A - \Theta_B$ $\Theta_B - \Theta_C$ $\Theta_C - \Theta_D$	$\Theta_A - \Theta_B$ $\Theta_B - \Theta_C$ $\Theta_C - \Theta_D$	$\Theta_A - \Theta_B$ $\Theta_B - \Theta_C$ $\Theta_C - \Theta_D$	$\Theta_A - \Theta_B$ $\Theta_B - \Theta_C$ $\Theta_C - \Theta_D$	$\Theta_A - \Theta_B$ $\Theta_B - \Theta_C$ $\Theta_C - \Theta_D$	3. Итог
$M(B_n, \Theta)_{\text{пол}}$	$V_M = f(I_B)$	-0,806	-0,877	-0,872	-0,855	-0,842	-0,867	-0,905	-0,973
	$V_{M1} = f(I_B)$	-0,873	-0,883	-0,803	-0,803	-0,812	-0,877	-	-
	$V_M = f(I_B)$	-0,524	-	-0,628	-0,616	-	-	-	-
$M(\Theta)_{\text{пол}}$	$V_{M1} = f(I_B)$	-0,854	-	-0,851	-	-	-	-	-

Примечания: 1. V_M — суммарный объем таяния ледного и ледяного с ледяного снега, ледяной морены, обледенелого ледя и ста-
рого фирна; V_{M1} — объем таяния ледя и старого фирна;
2. $\Theta_A, \Theta_B, \Theta_C, \Theta_D$ — абсолютные значения балансов, Θ — температура воздуха, Θ — температура снега, Θ — температура воды, Θ — температура льда;
3. Знак $\pm$ указывает, что добавление в состав I_B данных коэффициентов увеличивает корреляцию соответствующих зависимостей; $-$ означает, что анализа не производится.

области бассейна р. Пскем, приведем здесь окончательные варианты тех же эмпирических уравнений для $Z_{\text{мис}}$ (км):

$$\text{район 1: } Z_{\text{мис}} = 3,544 - 0,450 I_{\text{вк}}; \quad (4.48)$$

$$\text{район 2: } Z_{\text{мис}} = 3,619 - 0,569 I_{\text{вк}}; \quad (4.49)$$

$$\text{район 3: } Z_{\text{мис}} = 3,598 - 0,474 I_{\text{вк}}; \quad (4.50)$$

$$\text{район 4: } Z_{\text{мис}} = 3,789 - 0,493 I_{\text{вк}}; \quad (4.51)$$

$$\text{район 5: } Z_{\text{мис}} = 3,895 - 0,322 I_{\text{вк}}. \quad (4.52)$$

Среднеквадратичная ошибка расчета $Z_{\text{мис}}$ соответственно 0,020; 0,025; 0,021; 0,022; 0,014. Таким образом, уточнение состава $I_{\text{вк}}$ более чем в два раза уменьшило погрешность определения $Z_{\text{мис}}$ в бассейне р. Пскем по формулам $Z_{\text{мис}} = f(I_{\text{вк}})$.

В дополнение к сравненным рассчитанным значениям суммарного таяния с данными прямых измерений рассмотрим сходимость средних для гляциальных областей косвенных оценок среднего многолетнего слоя аккумуляции ($\bar{L}_{\text{аб}}$). В частности, значение $\bar{L}_{\text{аб}}$ нетрудно получить на основе балансового соотношения

$$\bar{L}_{\text{аб}} = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N V_{\text{аб}i} / S_{\text{аб}} \quad (4.53)$$

где $S_{\text{аб}}$ — количество лет, $S_{\text{аб}}$ — площадь ледников в гляциальной области, а расходная часть баланса массы оседения в каждом i -том году

$$V_{\text{аб}i} = V_{\text{тл}} + V_{\text{л}} + V_{\text{с}} + V_{\text{в}} \quad (4.54)$$

определены путем реализации разработанного автором метода расчета составляющих $V_{\text{аб}}$.

Другим способом косвенной оценки $\bar{L}_{\text{аб}}$ является широко используемое (см., например, [89, 141, 184, 210, 230]) для определения аккумуляции رابطه

$$\bar{L}_{\text{аб}} = \bar{L}_{\text{аб}} \quad (4.55)$$

на уровне границы фирнового ледника $Z_{\text{фс}}$. В настоящее время для расчета $\bar{L}_{\text{аб}}$ в уравнении (4.55) используются формулы вида $\bar{L}_{\text{аб}} = f(\theta_{\text{фс}} - \theta_{\text{м}})$, предложенные в работах [141, 142, 207].

Значения $\bar{L}_{\text{аб}}$ и $\bar{L}_{\text{аб}}$ могут быть приравнены друг другу при определенных условиях: а) $Z_{\text{фс}}$ является средней изверженной высотой ледника, б) пространственная изменчивость $\bar{L}_{\text{аб}}$ может быть описана линейной функцией абсолютной высоты. Тогда, как показано в работе [170], имеет место строгое равенство $\bar{L}_{\text{аб}} = \bar{L}_{\text{аб}}$.

На основе анализа материалов в Каталоге ледников СССР и данных по балансу массы ледников в работах [246, 249, 264] полагаем, что перечисленные условия выполняются в крайней мере для групп ледников.

В табл. 4.11 представлены косвенные оценки среднего многолетнего слоя аккумуляции в ряде гляциальных областей Средней Азии, полученные независимыми методами согласно выражениям (4.54) и (4.55). Как видно, сходимость значений $\bar{L}_{\text{аб}}$ и $\bar{L}_{\text{аб}}$ не оставляет желать лучшего, что еще раз подтверждает вполне удовлетворительное качество результатов расчета составляющих $V_{\text{аб}}$ и баланса массы ледников по методу, изложенному в настоящей работе.

Таблица 4.11

Определение среднего многолетнего слоя аккумуляции в ряде гляциальных областей Средней Азии

Гляциальная область	$S_{\text{аб}}$, км ²	Косвенно (4.54)		$\bar{L}_{\text{аб}}$, мм	Литер.
		$V_{\text{аб}}$, мм ³	$\bar{L}_{\text{аб}}$, мм		
Зерешан (Алтай)	472,7	931,1	1970	1900	[230]
Мукуй	1270,1	482,3	300	<500	[143]
Севан-ледник Фединко	214,0	202,3	1220	1300	[143]

Аналогичное заключение можно сделать также в итоге сопоставления рассчитанных объемов таяния открытого льда на площади стока ледника Фединко в 1959 г. На основе многочисленных материалов, полученных на леднике Фединко по программе МГГ, объем $V_{\text{аб}}$ определен Ю. Н. Лесником [154] равным 171 млн. м³. По нашим расчетам значение $V_{\text{аб}}$ в 1959 г. составило 180 млн. м³.

С целью изучения возможностей применения разработанной автором схемы расчета суммарного таяния ледников за пределами горной территории Средней Азии были выполнены определение месячных объемов таяния льда, фирна, зимнего и летнего снега на ледниках Большого Кавказского хребта в бассейнах рек Терек за 1950–1974 гг. и Ингури за 1951–1975 гг.

Общая площадь ледников в бассейне р. Терек составляет [92] 102,2 км², или 6,5 % площади водосбора до гидропоста Орджоникидзе. Оледенение бассейна р. Ингури занимает [91] 284,5 км², или 10,3 % площади водосбора до гидропоста Ханши. Ледники бассейна р. Ингури расположены на южном склоне Большого Кавказского хребта в условиях обильного увлажненности. Средняя годовая сумма осадков в гляциальной области превышает здесь [92] 2000 мм и сравнительно равномерно распределена внутри года. Гляциальная область в бассейне р. Терек находится на северном склоне Большого Кавказа, где по данным работы [92] средняя годовая сумма осадков достигает 1400–1500 мм. Только одна четвертая часть годовой суммы осадков выпадает в течение ноября–марта. Таким образом, режим аккумуляции и

таяния на ледниках в рассматриваемых бассейнах довольно раз-
личен.

Для расчета на ЭВМ объемов таяния ледников в бассейне
р. Терек использованы двухфакторная $M(B_{\text{л}}, \theta)$ региональная
формула (2.66) интенсивности
таяния, полученная по измере-
ниям на ледниках Средней
Азии, и однофакторная локаль-
ная формула

$$\bar{M}_{\text{л}} = 0,69\bar{B}_{\text{л}} + 0,28, \quad (4.56)$$

параметры которой определе-
ны автором по данным [92, 211]
измерений $\bar{M}$ и $\bar{\theta}$ на леднике
Гертети. При выводе формулы
(4.56) использованы 32 пары
средних декадных значений
таяния и температуры воздуха.
Коэффициент корреляции за-
висимости $\bar{M}(\theta)$ равен 0,86,
среднеквадратичная ошибка
расчета $\bar{M}$ составляет
0,73 см/сут. Формула (4.56)
применялась также для расче-
тов суммарного таяния ледни-
ков в бассейне р. Ингури.

Оценки репрезентативности
и качества рассчитанных объе-
мов суммарного таяния ледни-

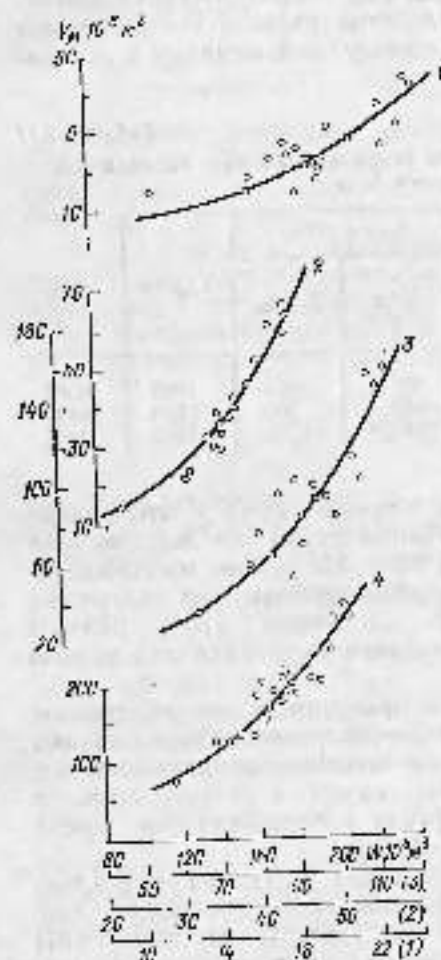


Рис. 4.7. Зависимость между сумми-
рованными объемами таяния V_M и сред-
него таяния $M_{\text{л}}$ в отдельных рай-
онах гляциальной области бассейна
р. Терек.

1 — Чирк — 11. Кизил-Артан; 2 — р. Тисов-
дун — 11. Даргавс; 3 — р. Терек — 11. Кас-
пий; 4 — р. Терек — 11. Ордубадский.

ков V_M в бассейнах рек Терек и Ингури получены путем графиче-
ского сравнения значений V_M и объемов ледникового стока $W_{\text{л}}$
в этих же бассейнах, определенных по методу В. Ш. Цолая [212].
В обоих случаях результаты сравнения показывают хорошее сола-
сование между объемами таяния и ледникового стока в гляциаль-
ных областях бассейнов рек Терек и Ингури.

В качестве примера рассмотрим результаты сравнения объемов
 V_M и $W_{\text{л}}$ в бассейне р. Терек, представленные на рис. 4.7. Ха-

рактерной чертой графиков для отдельных районов, независимо
подтверждающей хорошее качество расчетов V_M , является тесная
зависимость между объемами V_M и $W_{\text{л}}$ и систематическое превы-
шение суммарного объема таяния над ледниковой составляющей
стока р. Терек. Тем самым показана применимость в условиях
Кавказского оледенения не только в целом метода расчета сум-
марного таяния ледников, но и региональной формулы $M(B_{\text{л}}, \theta)$
интенсивности таяния, полученной по данным измерений на ледни-
ках Средней Азии.

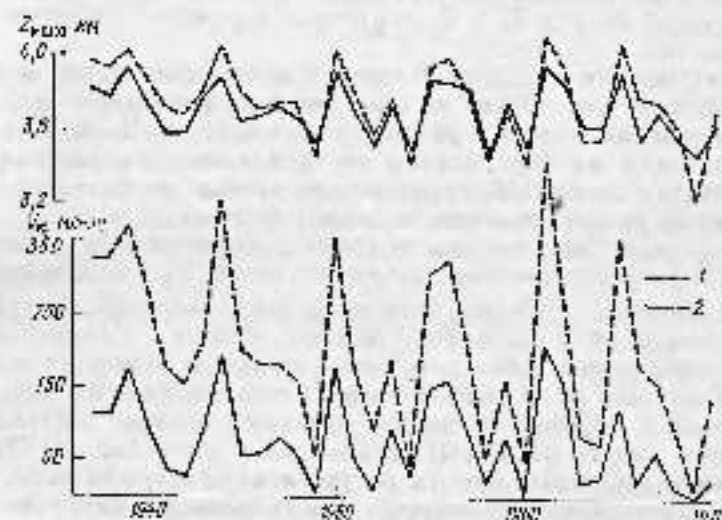


Рис. 4.8. Графическое сравнение $Z_{\text{сн}}$ сезонной снеговой
границы и объемов ледникового стока V_M в бассейне
р. Пскем, рассчитанных по методу автора (1) с результатами
вычислений по методу А. Н. Боровиковой (2).

Удачной попыткой включить в модель формирования стока
в бассейнах рек Средней Азии хотя бы некоторые принципиальные
особенности условий таяния на ледниках является работа А. Н. Бо-
ровиковой [17, 18]. В частности, суммарный объем таяния льда
в модели Боровиковой определяется с учетом дождевика и таяние
тогда границы сезонного снежного покрова по поверхности водо-
сбора. В связи с этим имеет смысл сравнение наших и получен-
ных Боровиковой для бассейна р. Пскем значений $Z_{\text{сн}}$ сезонной
снеговой границы и суммарных объемов таяния льда. Отметим,
что таяние льда под мореной и старого фирна при $Z_{\text{сн}} > Z_{\text{ф}}$
в модели Боровиковой не рассматривается.

Графическое сопоставление для бассейна р. Пскем полученных
автором значений $Z_{\text{сн}}$ сезонной снеговой границы и объемов тая-
ния V_M с результатами расчета аналогичных характеристик по
модели Боровиковой показано на рис. 4.8.

Систематическое расхождение сравняемых данных объясняется следующими причинами.

1. В модели Боровиковой движение снеговой границы $Z_{\text{гсн}}$ в диапазоне высот от нижней Z_n до верхней Z_v граница оледенения рассчитывается по тем же зависимостям, что и на последующей территории. Естественно, при этом не учитываются существенные отличия в аккумуляции и скорости таяния зимнего снега, наблюдаемые в локальных областях. Смена на графике знака отклонений $Z_{\text{гсн}}$ с отрицательных на положительные вызвана тем, что в модели автора диапазон варьирования $Z_{\text{гсн}}$ на «средних ледниках» задан в виде $Z_n \leq Z_{\text{гсн}} \leq Z_v$, где Z_v и Z_n — отметки верхней и нижней концов ледников.

2. Интенсивность таяния M снега и льда в расчетах Боровиковой по бассейну р. Пскем задана как однофакторная функция температуры воздуха θ , причем, если $\theta \leq 0$, то $M=0$. Как уже было сказано, влияние морен: на таяние льда не учитывалось, а площади от нижней границы оледенения до $Z_{\text{гсн}}$, при $Z_n < Z_{\text{гсн}} \leq Z_v$, рассматривались как твердость льда.

В конечном счете все это привело к значительному систематическому преувеличению объемов таяния V_M и ледникового стока в бассейне р. Пскем, хотя временная изменчивость сравниваемых значений в основном довольно близка. Скорее всего, именно этим можно объяснить положительный результат использования данных Л. П. Боровиковой в математических моделях [170] стока р. Пскем, где вместо реальных величин поступления дистиллированной воды некоторой, связанный с ними индекс. Однако для оценки динамики водных ресурсов бассейна р. Пскем, сток которого интенсивно используется для гидроэнергетики, проливания и других нужд, использования такого индекса недопустимо.

Сравнение предшествующих и вновь полученных данных о $Z_{\text{гсн}}$ снеговой границы и объемах таяния V_M в бассейне р. Пскем показали, что применение более совершенной методики расчета таяния в гляциальной области позволяет существенно уточнить представление о величинах суммарного таяния ледников. А это имеет несомненное научное и практическое значение для характеристики водных ресурсов бассейна, обоснования вопросов получения дополнительного объема ледникового стока, исследование режима и эволюции оледенения.

4.4. Таяние и сток в гляциальных областях

В результате длительных исследований водно-ледового баланса установлено [40, 41, 153, 159, 261 и др.], что ледники не являются постоянными дренажными системами для стока талой воды. Постепенное накопление воды зимнего снега на ледниках в начале периода абляции, заплескивание внутриведниковых схватостей и последующее их опорожнение приводит к систематическому увеличению водосдачи ледником во второй половине абляционного пе-

риода, когда коэффициент стока превышает единицу. Ежегодно определенная часть талой воды не попадает в русло реки, так как вследствие инфильтрационного льдообразования становится элементом приливной части баланса массы ледников.

Учитывая эти особенности поведения ледников, рассмотрим методы определения годовых объемов ледникового стока и его внутрисезонного гидрографа.

В первом приближении очевидной формой взаимосвязи между суммарными за год или май—октябрь объемами таяния ледников и ледникового стока $W_{\text{гн}}$ является уравнение

$$W_{\text{гн}} = \eta V_M, \quad (4.57)$$

где η — интегральный коэффициент стока за период абляции. Суммарную величину испарения можно в настоящее время не рассматривать, так как, полагая, что она учтена при определении суммарного объема таяния ледников V_M .

Условия стока талой воды на леднике в областях с положительным и отрицательным годовым балансом массы существенно различны, поэтому правую часть уравнения (4.57) следует представить в виде

$$\eta V_M = \eta_1 V_{M_1} + \eta_2 V_{M_2} \quad (4.58)$$

или

$$\eta = \eta_1 \frac{V_{M_1}}{V_M} + \eta_2 \frac{V_{M_2}}{V_M}, \quad (4.59)$$

где η_1 — коэффициент стока из области d с отрицательным годовым балансом массы ледника; η_2 — коэффициент стока из области g с положительным годовым балансом массы ледника; граница раздела между ними проходит на высоте, равной $Z_{\text{гсн}}$; V_{M_1} и V_{M_2} — суммарные объемы таяния в соответствующих областях.

По окончании абляционного периода все перечисленные объемы таяния и площади областей d и g известны, поэтому вместо (4.59) напишем

$$\eta = \eta_1 \frac{M_1 S_{d1}}{M_{\text{гн}} S_{\text{гн}}} + \eta_2 \frac{M_2 S_{d2}}{M_{\text{гн}} S_{\text{гн}}}, \quad (4.60)$$

откуда выданы все аргументы, определяющие интегральный коэффициент стока. В (4.60) $M_{\text{гн}}$, M_1 , M_2 — некоторые средние скорости таяния на площадях $S_{\text{гн}}$, S_{d1} , S_{d2} , удовлетворяющие условиям

$$M_{\text{гн}} = \frac{V_M}{S_{\text{гн}}}; \quad (4.61)$$

$$M_1 = \frac{V_{M_1}}{S_{d1}}; \quad (4.62)$$

$$M_2 = \frac{V_{M_2}}{S_{d2}}. \quad (4.63)$$

Для ледников с фирновым питанием, которых в Средней Азии абсолютное большинство, область Δ при $Z_{\text{лине}} \leq Z_{\text{лиг}}$ включает только язык ледника, а при $Z_{\text{лиг}} < Z_{\text{лине}} \leq Z_0$ в ее состав входит часть гляцида, где стабилизируются многолетние запасы фирна. Следовательно, величина η будет зависеть от соотношения площадей льда и старого фирна в конце периода абляции, обладающих различной [40] водоудерживающей способностью.

Коэффициент η зависит от фильтрации талой воды из области Δ . Например, по данным [165, 167], в области аккумуляции ледника Центрального Туюксу установлено наличие трех зон льдообразования: инфильтрационно-консолидационной, инфильтрационной и инфильтрационно-рекристаллизационной. Причем наблюдения показали, что в последней зоне происходит полное усвоение талой воды. Естественно, величина η в данном случае будет определяться относительным вкладом в S_{Δ} зон с различными условиями стока.

Все эти особенности практически невозможно учесть при региональном определении коэффициентов η_1 и η_2 , поэтому рассмотрим возможность упрощенных оценок в основном уравнении (4.58).

Если допустить, что

$$M_{\Delta} = M_n + M_{\text{ст}}, \quad (4.64)$$

то объемы таяния $V_{M_{\Delta}}$ и V_{M_n} будут соответственно эквивалентны и вычислены, однако сумма их

$$V_M = V_{M_{\Delta}} + V_{M_n} \quad (4.65)$$

останется без изменения. Тогда вместо (4.60) получим

$$\eta = \eta_1 \frac{S_n}{S_{\Delta}} + \eta_2 \frac{S_0}{S_{\Delta}}, \quad (4.66)$$

а поскольку $S_{\Delta} = S_n + S_0$, то

$$\eta = \eta_1 \left(1 - \frac{S_0}{S_{\Delta}}\right) + \eta_2 \frac{S_0}{S_{\Delta}}. \quad (4.67)$$

На основании этого уравнения находим η_1 и η_2 . Так, при $Z_{\text{лине}} = Z_0$ и соответственно $S_0 = 0$ $\eta = \eta_1$, а при $Z_{\text{лине}} = Z_n$ и $S_n = S_{\Delta}$ $\eta = \eta_2$. Численные значения η_1 и η_2 можно установить, если в годы с экстремальными положениями $Z_{\text{лине}}$ на ледниках известны суммарные объемы таяния и ледникового стока.

Анализ структуры интегрального коэффициента стока η показывает, что при постоянных η_1 и η_2 уменьшая водоотдача с единицы площади ледника, или средний модуль ледникового стока, зависит от соотношения площадей S_n и S_0 . Это положение удачно использовал В. Ш. Цоя [212], получив эмпирическую формулу для расчета среднего месячного модуля ледникового стока в виде

$$M_{\text{ст}} = \alpha_{\text{ст}} 51 (1 + \Theta), \quad (4.68)$$

где

$$\alpha_{\text{ст}} = 0,75 + 2,2 K_n^3 \quad (4.69)$$

— безразмерный структурный коэффициент, характеризующий изменение удельной водоотдачи ледника в зависимости от относительной площади области абляции K_n , Θ — средняя месячная температура воздуха на высоте фирновой границы. Учитывая, что численный эмпирический параметр формулы (4.68) получен Цоя по измерениям $M_{\text{ст}}$ и Θ на леднике Гургети (бассейн р. Терсека), необходимо исследовать возможность применения формулы (4.68) в разнообразных условиях.

Рассмотрим далее другой способ определения стока из области Δ и на леднике в целом за период абляции при условии, что в каждом году линии раздела между этими областями является средняя многолетняя высота фирновой границы. Тогда в расчетах суммарного таяния в стоке площади S_n и S_0 сказываются постоянными величинами, что соответствует существованию на леднике устойчивых морфологических областей — языка ледника и области питания, обладающих, как известно, различной способностью к задержанию и усвоению талой воды.

Наиболее просто решается вопрос о годовом стоке из области S_0 , для которой в расчетах водного баланса обычно принимают [40, 42, 165] условие равенства объемов суммарного таяния и стока. Это допущение также использовано в излагаемой упрощенной схеме определения суммарного стока от таяния на языках ледников.

Приближенная оценка суммарного объема стока от таяния на площади S_0 основана на интересной особенности усвоения талой воды в фирновой области, выявленной [40, 155, 167, 213] путем непосредственных измерений составляющих инфильтрационной аккумуляции A_k на ряде ледников, расположенных в различных климатических условиях.

Установлено, что годовые значения A_k в отдельных пунктах фирновой области остаются сравнительно постоянными даже при существенных колебаниях объемов суммарного таяния на площади S_0 . Данный факт позволяет отождествить фирновую область с произвольно распределенной в пространстве, но постоянной водоаккумулирующей емкостью.

В частности, этот вывод хорошо подтверждает измерения и расчеты внутреннего питания на леднике Джансуат, где установлено [155], что ежегодно в течение 1968—1974 гг. среднее значение внутреннего питания в фирновой области оставалось практически постоянным, несмотря на значительное колебание суммарных объемов абляции, которые в экстремальные годы отличались здесь в два раза.

Тогда, как предлагает Г. И. Голубев [40], головной сток из области S_0 следует определять в виде разности между суммарным поступлением талой воды и потерями на заполнение водоаккумулирующей емкости

$$W_0 = V_{M_0} - V_{\text{ст}}, \quad (4.70)$$

где $V_{\text{ст}} \approx \text{const}$ — годовой объем инфильтрационной аккумуляции.

Значение V_m можно найти из условия стационарности объема областей д и и в среднем за многолетний период, согласно которому расход льда на языке ледника $V_{\Delta}(AB)$ равен суммарной аккумуляции $V_{\Delta\Delta}$ в области питания. В общем случае $V_{\Delta\Delta}$ складывается из инфильтрационной аккумуляции и несвязанного остатка $V_{\Delta\Delta}$ зимнего снега на площади S_{Δ} :

$$\bar{V}_{\Delta}(AB) = \bar{V}_{\Delta\Delta} \quad (4.71)$$

$$V_{\Delta\Delta} = V_m + V_{\Delta\Delta} \quad (4.72)$$

В уравнении (4.72) V_m и $V_{\Delta\Delta}$ являются переменными, соотношение между которыми принимается [213, 223] в качестве критерия при типизации процессов льдообразования на ледниках.

В частности, типичными условиями наиболее распространенных [139, 141, 213] в Средней Азии инфильтрационного и инфильтрационно-конгеляционного типов льдообразования считаются соотношения

$$1,4v_{\Delta\Delta} \approx v_m \text{ или } v_{\Delta\Delta} \approx 2,5v_m \quad (4.73)$$

и

$$0,4v_m \leq v_{\Delta} + v_{\Delta\Delta} \quad (4.74)$$

где v_m — объем конгеляционного льда. Тогда вместо (4.72) можно написать

$$V_{\Delta\Delta} = 3,5v_m \quad (4.75)$$

откуда, учитывая (4.71), получаем приближенную оценку v_m

$$v_m \approx \frac{V_{\Delta}(AB)}{3,5} \quad (4.76)$$

Таким образом, установленное из данных измерений свойство $v_m \approx v_{\Delta\Delta} / 3,5$ и метод определения инфильтрационной аккумуляции, согласно (4.76), является основанием для расчета годового объема стока из области питания в соответствии с (4.70).

В итоге для определения годового объема ледникового стока W_0 в бассейне или отдельном районе подкальной области получаем формулу

$$W_0 = V_{\Delta}(AB) + \left(V_{\Delta}(AB) - \frac{\bar{V}_{\Delta}(AB)}{3,5} \right), \quad (4.77)$$

которая учитывает баланс аккумуляции и явления на площади оледенения. В этом уравнении $\bar{V}_{\Delta}(AB)$ включает объемы таяния льда под мореной, открытого льда, зимнего и летнего снега на площади от конца ледника Z_{Δ} до средней высотной отметки $Z_{\Delta\Delta}$ границы фирнового питания

$$V_{\Delta}(AB) = \int_{Z_{\Delta\Delta}}^{Z_{\Delta}} \int_{\Delta}^{\Delta} v_{\Delta}(z, t) dz dt, \quad (4.78)$$

$V_{\Delta}(AB)$ — объем таяния старого фирна при $Z_{\Delta\Delta} > Z_{\Delta}$ зимнего и летнего снега на площади от $Z_{\Delta\Delta}$ до высоты Z_{Δ} начала ледника

$$V_{\Delta}(AB) = \int_{Z_{\Delta\Delta}}^{Z_{\Delta}} \int_{\Delta}^{\Delta} v_{\Delta}(z, t) dz dt. \quad (4.79)$$

Коэффициент 3,5 в формуле (4.76), согласно П. А. Шумскому [223], зависит от соотношения плотностей верхнего слоя льда и фирна. Следовательно, в расчетах W_0 по формуле (4.77) необходимо учитывать пространственную вариацию этого коэффициента.

Наряду с уравнением (4.77) годового объема ледникового стока можно определить, приравнявая его ледово-фирновой составляющей суммарного объема таяния, т. е. $W_{\Delta\Delta} - W_{\Delta\Delta} = V_{\Delta}$:

$$V_{\Delta} = V_{\Delta\Delta} + V_{\Delta} + V_{\Delta} \quad (4.80)$$

Такая трактовка генезиса ледникового стока имеет немало сторонников среди гидрологов, которые сток от таяния зимнего и летнего снега на площади оледенения относят к снеговому питанию рек.

Следует отметить, что принципиальное значение то или иное содержание понятия ледникового стока имеет только при восстановлении водного баланса в гляциальных областях. Для водопользования из при определении водного баланса речного бассейна эти различия не важны, поскольку в любом случае суммируются все элементы приходной и расходной частей уравнения водного баланса.

Определения основных составляющих суммарного объема ледникового стока в экстремальные и средний по условиям таяния годы (см. приложение III) выполнены в бассейнах рек Малой Алмааты, Алашань, Пскем, Царфары. Из этих данных следует, что в разливные по условиям таяния годы от $1/4$ до $1/2$ годового объема ледникового стока образуется в областях питания ледников, если расчет W_0 выполнять по методу водного баланса только для гляциальных областей.

Если же ледниковую составляющую стока реки определять на основе годового баланса твердых осадков для всего бассейна, то, как это делает ряд авторов [144, 221, 228 и др.], объем таких снеговых вод следует относить к сезонному снеговому питанию реки. В разделе 5.2 фотографии показали, что такой подход к определению конгеляционного ледникового стока позволяет существенно усовершенствовать методику прогноза стока вегетационного периода на реках со снегово-ледниковым и ледниково-снеговым типом питания. Сущность водности из областей питания ледников, как и другие особенности формирования стока на различных подстилающих поверхностях в бассейне, находят свое отражение в фирме зависимости между объемом снегового стока и зимне-весенними осадками.

Результаты расчета, характеризующие многолетний гидрологический режим оледенения в некоторых бассейнах рек Средней Азии, приведены в табл. 4.12.

Годовые объемы суммарного таяния ледников (в млн. т) в бассейнах рек Средней Азии

Год	В. Шуга $S_{12} = 236,2 \text{ км}^2$		П. Шуга $S_{12} = 272,8 \text{ км}^2$		σ_{12} Амударья $S_{12} = 541,4 \text{ км}^2$		S_{12} Амударья $S_{12} = 541,4 \text{ км}^2$		Р. Сырдарья $S_{12} = 541,4 \text{ км}^2$	
	V_M	V_M'	V_M	V_M'	V_M	V_M'	V_M	V_M'	V_M	V_M'
1940	219,0	97,5	1044,7	1075,9	991,1	539,0	814,3	667,3	890,0	882,0
1950	371,0	303,5	1716,7	1429,0	1700,3	1711,7	2212,4	2045,8	1658,5	1699,0
1951	242,0	185,7	1229,3	1107,7	1160,0	990,0	930,6	820,4	1003,0	1024,5
1952	290,7	161,0	1032,6	982,4	749,0	407,8	930,4	808,4	1184,6	1194,7
1953	323,0	240,9	1577,6	1543,1	974,5	537,8	1476,0	1123,6	1213,0	1198,0
1954	105,2	28,3	730,9	732,5	468,4	290,7	543,4	407,5	684,6	511,8
1955	324,7	293,9	1071,0	1065,1	1080,7	857,2	1075,0	740,1	1249,9	1247,8
1956	372,0	335,6	1508,2	1506,1	1799,1	1557,0	2622,4	2522,2	1671,7	1523,4
1957	266,4	214,8	891,0	780,5	580,3	215,5	494,0	304,3	1021,0	1011,3
1958	243,3	05,4	876,4	814,2	916,4	571,3	823,5	628,7	942,7	949,8
1959	204,3	215,8	1270,1	1240,2	1267,9	1036,5	1570,1	1233,9	1401,2	1420,2
1960	204,0	190,0	1349,6	1341,7	1802,0	1425,2	1354,7	1070,0	1082,0	1049,2
1961	370,9	341,0	1531,0	1541,5	1312,5	1773,4	2439,6	2352,1	1678,7	1654,0
1962	332,9	291,5	1005,4	1071,9	278,2	583,7	671,6	580,2	1381,0	1386,9
1963	243,9	140,0	1032,5	980,7	1510,2	1376,1	1330,2	1244,1	1176,0	1136,9
1964	205,5	115,1	1022,5	890,5	1010,5	698,5	1063,6	913,5	947,4	984,4
1965	262,3	254,4	876,9	864,4	786,0	620,4	638,7	638,6	1203,6	1198,7
1966	224,1	159,1	1312,1	984,0	978,9	607,0	971,4	881,1	1247,4	1202,5
1967	213,0	184,0	1305,1	1275,0	1250,0	953,1	1389,5	1002,7	1378,5	1359,6
1968	226,8	175,9	1289,2	1210,2	1241,2	1033,9	1425,7	1213,9	1378,9	1313,0
1969	190,0	141,1	1037,2	939,8	930,2	780,6	1118,6	780,8	819,0	723,9
1970	254,0	177,7	1108,2	1035,8	1455,4	1141,0	1534,5	1071,1	1163,1	1115,9
1971	317,8	236,0	1349,4	1429,5	1576,4	1457,4	1992,6	1646,6	1745,9	1793,7
1972	147,8	75,5	1340,8	1218,9	1520,7	296,8	446,0	401,7	340,1	330,9
1973	353,7	280,2	1489,1	1489,1	1714,7	1314,4	3581,1	2789,1	1839,5	1613,0
1974	255,0	214,6	875,7	791,8	945,9	833,6	700,8	563,5	952,5	953,7
1975	155,0	115,3	1335,0	1435,0	1390,4	1046,3	1303,5	1186,9	1469,0	1440,0

Примечания: V_M — объем суммарного таяния за период 1 мая — 31 декабря; V_M' — то же за время от даты начала до даты окончательного таяния льда.

В табл. 4.13 дана сводка определений различными методами среднего годового объема ледникового стока в ряде бассейнов рек Средней Азии. Расчеты В. А. Камалова, А. С. Щетинникова, А. Н. Креще выполнены по методике Креще — Ходякова, по которой для стационарного режима сдвигается средний многолетний слой ледникового стока, включающий таяние льда, фирна и сезонного снега, приравнивается годовому значению абляции на уровне границы питания. Данные А. О. Кеммериха получены методом расчленения гидрографов стока рек.

Таблица 4.13

Оценки среднего годового объема ледникового стока в некоторых бассейнах рек Средней Азии

Бассейн реки	Средний многолетний ледниковый сток		Средний годовое значение V_M' по данным автора	
	по данным исследователей	общий сток, млн. т	общий сток, млн. т	данные ряда
Печенг	В. А. Камалов [80]	345	167,6	1949—75
	А. О. Кеммерих [16]	282		
	А. Н. Креще [14]	230		
Исфара	В. Л. Шульц [22]	133*	114 (V_M') 230,7	1950—70 1936—70
	А. С. Щетинников [20]	222,8		
	А. О. Кеммерих [16]	176		
Сарыдаг	А. О. Кеммерих [9]	1340	1416	1951—79
	А. Н. Креще [14]	1220		
Зеравшан (Матан)	О. П. Шуга [224]	1780**	1138	1949—75
	А. О. Кеммерих [9]	1037		
	А. С. Щетинников [20]	911		
	А. Н. Креще [14]	980		
Мукуй	О. П. Шуга [224]	1890**	1102	1949—75
	А. Н. Креще [14]	1880		

Примечания: 1) * — сток от таяния льда, ** — объем не исключен сток от таяния сезонного снега на льдах ледника; 2) данные В. Л. Шульца и О. П. Шуга пересчитаны автором с учетом современных сведений о площадях оледенения, полученных А. С. Щетинниковым; 3) для сравнения с данными В. Л. Шульца приведены объемы ледникового стока V_M' , рассчитанные таяние льда и многолетнего фирна; 4) период осреднения в расчетах Камалова, Щетинникова, Креще 1881—1960 гг.

Как видно, близость средних значений архивных рядов W_0 и V_M' , полученных автором, с данными других исследователей следует признать вполне удовлетворительной, если принять во внимание различия в длине периодов осреднения.

Полученные автором многолетние ряды объемов ледникового стока позволяют внести ясность в гипотезу В. Л. Шульца [22] о малой временной изменчивости ледникового питания рек Средней Азии. Как видно из табл. 4.14, коэффициенты вариации

Таблица 4.14

Коэффициенты вариации годовых объемов суммарного таяния ледников и ледникового стока в ряде бассейнов рек Средней Азии (за 1919-76 гг.)

Бассейн	Годовые объемы	
	Суммарный таяние ледников	Ледниковый сток
Чирчик	0,40	0,37
Зеравшан (Маргил)	0,22	0,89
Кашкагу	0,52	0,90
Сурхоб	0,25	1,25
Мугиш	0,57	1,49
Сырдарья (бассейн ледника Фортского)	0,40	1,13

ледникового стока кампного превышают изменчивость объемов суммарного таяния ледников и стока в бассейне.

Для выяснения причины большой изменчивости объемов ледникового стока рассмотрим представленные в табл. 4.15 и 4.16

Таблица 4.15

Коэффициенты вариации (C_v) водного эквивалента сезонного снежного покрова в бассейне р. Сырдарья (по данным автора)

Рек	Высота, см	C_v	Рек	Высота, см	C_v
Чирчик	1,04-2,13	0,41	Ногайрин	3,20-3,50	0,51
Терс	1,86-2,56	0,51	Анбур	2,86-3,17	0,55
Ангрен	1,90-2,76	0,43	Кумарт	1,82-2,00	0,56
Гавесай	2,00-2,73	0,48	Карадарын	2,16-3,10	0,76
Надшаата	1,86-2,16	0,47	Сусамыр	2,21-3,02	0,34
Исфара	3,00-3,40	0,57	Паран	3,51-3,92	0,49
Ногайрин	2,25-2,87	0,46			

значения коэффициентов вариации водного эквивалента сезонного снежного покрова и сумм осадков за октябрь-март в бассейнах рек Сырдарья и Амударья.

Прямая связь между C_v ледникового стока и изменчивостью водности снега и твердых осадков вполне очевидна, поскольку объем аккумуляции зимнего снега на ледниках определяет продолжительность периода абляции льда и тем самым влияет на потенциальный объем ледникового стока. Независимо от твердых осадков свой вклад в многолетнюю изменчивость ледникового стока вносят также метеорологические условия периода абляции.

Таким образом, приведенные в табл. 4.15 и 4.16 достаточно большие значения коэффициентов вариации для одного из факто-

Таблица 4.16

Коэффициенты вариации сумм осадков за октябрь-март по станциям в бассейнах рек Сырдарья и Амударья (данные автора и [76])

Станция	Σ ос.	C_v	Станция	Σ ос.	C_v
Бассейн р. Сырдарья					
Ир. Чирчик	2,280	0,41	Каракум	2,418	0,41
Ангрен-платье	2,214	0,33	Икхтерин	2,300	0,36
Кашкагу	2,080	0,38	Кызыл	2,250	0,40
Гавесай	1,256	0,36	Спарте	2,220	0,41
Джаман	3,100	0,27	Атбаш	2,090	0,43
Анбур	2,830	0,18	Сусамыр	2,063	0,52
Чирчик	2,748	0,34	Паран	2,049	0,36
Кумарт	2,500	0,36	Бассейн р. Амударья		
Кичинай	2,300	0,30	Каракум	3,160	0,40
Кашкагу	2,290	0,45	Джаман	3,410	0,57
Сурхоб	2,168	0,38	Ир. Ч.	3,290	0,33
Сурхоб	2,050	0,27	Атбаш	2,782	0,42
Ир. Тузбаш	3,570	0,52	Джаман	2,564	0,31
Тюяну-кюк	3,300	0,22	Икхтерин	2,524	0,64
Каракольская	3,060	0,33	Даргут-Курган	2,470	0,36
Долон	3,040	0,33	Мирзашев	2,254	0,42
Арыс	2,000	0,44	Икхтерин	2,204	0,36
Кирканджур	2,800	0,32	Хораз	2,076	0,41

ров формирования ледникового стока объясняют высокую изменчивость многолетних рядов V_m в бассейнах рек Средней Азии.

В уравнении (4.57), которое характеризует связь между входом и выходом динамической системы таяние-сток, никак не раскрыт собственно процесс водоотдачи ледника. Очевидно, что решение задачи трансформации таяния в сток может быть получено независимо от уравнения (4.57), если задано входное воздействие и описан процесс стекания талой воды по поверхности и внутри ледника.

В качестве примера назовем работу Н. Д. Камбелла и Н. А. Расмуссена [235], где предложена упрощенная одностепенная модель трансформации таяния в сток, основанная на отождествлении ледника с пористой средой, для которой выполняется закон Дарси. С целью описания процесса водоотдачи ледника в модели Камбелла-Расмуссена используется модификация уравнения неразрывности, предложенная П. Н. Подубартовой-Кичиной для свободной поверхности потока в пористой среде:

$$m \frac{\partial h}{\partial t} = \gamma Q_{\text{н}} + \alpha(x, y, t), \quad (4.81)$$

где m — пористость; $\alpha(x, y, t)$ — вынуждающая функция на уровне свободной поверхности $h = h(x, y, t)$; $Q_{\text{н}}$ — расход воды через поперечное сечение в слое насыщения.

Выполняя ряд упрощающих преобразований в (4.81), Камбелл и Расмуссен получили одномерное выражение для расхода талой воды через поперечное сечение льда в придонном слое ледника

$$m \frac{\partial h}{\partial t} = -K_i \frac{\partial}{\partial u} \left(g'_{\alpha} - \frac{K' z_{\alpha}}{Z_{\alpha}} \frac{\partial h^2}{\partial u} \right) + \alpha' (u, l - \Delta t), \quad (4.82)$$

где K_i — коэффициент проницаемости льда; u — координата на криволинейной оси, аналогичной линии тока; g'_{α} , $g' z_{\alpha}$ и $\alpha' (u, l - \Delta t)$ — средние значения ускорения свободного падения и эквивалентной функции α вдоль оси u по нормали к ней; Δt — время, необходимое для передачи входного воздействия α с верхней поверхности ледника на свободную поверхность слоя насыщения h (очевидно, α характеризует интенсивность таяния снега и льда), Z_{α} — произвольный уровень внутри слоя h .

Решение уравнения (4.82) на примере Южного каскадного ледника проводилось для внутрисезонного хода стока методом конечных разностей на основе ориентированной оценки величины h . Продолжительность расчетного периода всего лишь 6 дней, что не позволяет сделать определенно вывод о качестве модели Камбелла и Расмуссена.

Пока что непреодолимым препятствием на пути развития и совершенствования физических моделей ледникового стока является отсутствие материалов измерений гидрологических характеристик потока воды в придонном слое ледника. В связи с этим математические модели гидрографа ледникового стока разрабатываются, подгоняются и проверяются применительно к данным русловой гидрометрии. При такой постановке задачи, как бы близко ни подходился контрольный гидрометрический створ к нижнему концу ледника, отношение площади оледенения к площади водосбора почти всегда будет меньше единицы (исключение составляют долины плоских вершин). А это означает, что вместо исследования и моделирования процесса водоотдачи на пределах гляциальной области рассматривается другая самостоятельная задача расчета гидрографа стока в бассейнах с различной степенью оледенения.

Принципиальная особенность современного подхода к расчету гидрографа поверхностного стока в бассейне состоит в том, что физическим образом процесса является динамическая система с заданным входным воздействием и известным выходным результатом. Считается, что свойства самой системы некоторых образом характеризуют постоянные или терменные параметры математического оператора, трансформирующего входную функцию в более или менее удачное подобие выходной.

Если искомым оператор подобран, то очевидно, что все систематические ошибки определения входной и выходной функции концентрируются в параметрах трансформации, а случайные вариации входного воздействия и свойств самой системы отражаются на устойчивости этих параметров.

Существует немало работ [40, 48, 50, 51, 128, 149, 205, 270, 272], реализующих указанный подход: расчета гидрографа стока в горных водосборах, в том числе с различной степенью оледенения. В качестве входного воздействия используются либо элементы приходной части водного баланса (суммарное таяние снега и льда, жидкие осадки), либо связанные с ними метеорологические характеристики (солнечная радиация, температура воздуха, облачность, влажность, скорость ветра и т. д.).

По аналогии с исследованием состава аргументов и формул интенсивности таяния ледников можно и важно установить, в какой мере выбор вида входной функции при одном и том же операторе трансформации влияет на качество расчета гидрографа стока в бассейне со значительной долей оледенения.

Одним из возможных способов оценки пригодности одной или нескольких входных функций для расчета гидрографа является анализ коэффициентов парной и множественной корреляции между расходами воды и различными метеорологическими характеристиками, наблюдавшимися одновременно со стоком или используемые со стоком назад во времени (лагом).

Осреднение переменных в зависимостях $w(t)$ по аналогии с функциями $M(t)$ приводит к возрастанию коэффициентов корреляции. В качестве примера сойдемся на ледник Голубика и бассейн р. Алаарча, где коэффициенты корреляции средних суточных расходов воды и температуры воздуха оказались непригодными для расчета гидрографа стока. Те же самые данные после осреднения за интервалы от двух (VIII—IX) до пяти (V—IX) месяцев образуют зависимость с коэффициентом корреляции от 0,6 до 0,9.

Результаты определения коэффициентов корреляции между средними декадными расходами р. Коксу (Алайский хребет) и гляциометеорологическими характеристиками, представленные в табл. 4.17, показывают, что для расчета гидрографа стока, формирующегося в бассейне ледника Абрамова, могут быть использованы разнообразные и вполне обоснованные эмпирические формулы.

Таблица 4.17

Коэффициенты корреляции между средними декадными расходами р. Коксу и гляциометеорологическими характеристиками, измеренными на леднике Абрамова

Период	N	$\alpha (M)$	$\alpha (R)$	$\alpha (t_{\Sigma})$	$\alpha (t_0)$	$\alpha (t_1)$	$\alpha (t_2)$	$\alpha (T_{\Sigma})$
VIII 1967—VII 1970	28	0,90	0,89	0,72	0,81	-0,32	-0,17	0,15
VII 1970—IX 1972	28	0,85	0,79	0,73	0,78	-0,43	-0,53	0,64

Примечание. N — количество декад, M — таяние, R — радиационный баланс, t_{Σ} — суммарная радиация, t_0 — температура почвы, t_1 — общая облачность, t_2 — суммарная влажность, T_{Σ} — продолжительность солнечного сияния.

ние двухпараметрического уравнения трансформации позволяет более точно рассчитывать суммарный объем стока по сравнению с моделью, где задан только один параметр α .

Интегрирование (4.87) по времени от t_0 до T при условии, что разность расходов на концах периода ($w_T - w_{t_0}$) мала по сравнению с объемами стока и тающими за этот же период, определяет отношение

$$\beta = \frac{\int_{t_0}^T w dt}{\int_{t_0}^T w_M dt} = \frac{W_{1,1}}{V_M} = \eta \quad (4.88)$$

как условный коэффициент стока. Как правило, в бассейнах со значительной степенью оледенения в качестве t_0 и T можно выбрать моменты, когда $w_T = w_{t_0} = 0$.

Уравнения типа (4.86) или (4.87) неоднократно применялись [40, 48, 50, 51, 170, 205 и др.] в математических моделях гидрографа стока горных рек Средней Азии, Кавказа и других территорий. В частности, весьма детальное исследование линейной модели трансформации в условиях Средней Азии выполнено в САННИ им. В. А. Бугаева под руководством Ю. М. Денисова [170]. В работах [51, 170] изложена эффективная методика определения параметров α и β и показано, что простая линейная модель (4.87) вполне пригодна для рек с различными условиями питания и внутримассовым распределением стока.

Практически важные выводы для развития расчетов гидрографа стока на основе модели (4.86) получены Г. Н. Голубевым [40], который установил и обосновал эмпирическую формулу для определения коэффициента трансформации

$$\tau = 3,8 \lg (S_1 + 1), \quad (4.89)$$

где τ в сутках, а S_1 в км². В работе [40] введено также понятие критического интервала времени Δt , начиная с которого расчет стока можно вести непосредственно по уравнению типа (4.57), а на основе формулы (4.89) предложены зависимости от площади ледника и заданной ошибки расчета.

Выводы

1. В методах описания пространственно-временной изменчивости суммарной солнечной радиации, температуры воздуха, осадков, облачности, альбедо снега и льда используются только данные стандартных и массовых замеров на сети метеорологических станций.

Для широкого применения поглощенной солнечной радиации в расчетах таяния снега и льда необходимую практическую ценность представляли полученные автором региональные эмпириче-

ские формулы и методы определения интегрального коэффициента прозрачности атмосферы, суммарной радиации в реальных условиях облачности, времени расхода и захода солнца для произвольного набора пунктов на леднике, альбедо различных типов поверхности снега и льда. Все вновь предлагаемые формулы и методы основаны на большом статистическом материале, прошли авторскую проверку и уже используются в САННИ и других организациях.

2. Анализ качества полученных автором данных о режиме суммарного таяния выполнен путем контроля формул интенсивности таяния, входной метеорологической информации, всех промежуточных результатов расчета до сходимости рассчитанных и измеренных объемов таяния на отдельных ледниках и в их группах.

В частности, независимая проверка показала вполне удовлетворительную точность региональных определений:

- максимальной высоты сезонной снеговой границы на ледниках с использованием индекса баланса аккумуляции и таяния;
- месячных сумм суммарной радиации;
- средних значений альбедо для различных типов поверхности ледника в течение периода абляции;
- времени восхода и захода солнца для произвольного набора пунктов на леднике;
- дат начала и конца периода таяния льда.

Обоснованность расчетов температуры воздуха, осадков, общей облачности и интегрального коэффициента прозрачности атмосферы подтверждается высокими коэффициентами корреляции соответствующих региональных эмпирических зависимостей.

Для уточнения региональных определений объемов таяния ледников автором разработана итерационная схема реализации методики расчета. Использование итерационной схемы в бассейнах рек Пекан и Цифара позволило существенно повысить репрезентативность результатов расчета суммарного таяния ледников.

Анализ сходимости многолетнего ряда рассчитанных и измеренных по густой сети рек объемов таяния льда и фирна в группе Тувакесульских ледников и суммарных объемов таяния на леднике Абрамова показал, что результаты измерений и расчетов практически совпадают с точностью до ошибки определения сравниваемых величин. Более удовлетворительными оказались также результаты сопоставления многолетних рядов рассчитанных автором объемов таяния и ледникового стока, определенного по методу В. Ш. Цомая [212] в бассейнах рек Илгури на Кавказе.

Таким образом, в работе приведены все необходимые материалы, подтверждающие обоснованность отдельных положений и применимость методики расчета в целом, для определения внутримассового и многолетнего режима суммарного таяния в гляциальных областях.

3. Результаты расчета многолетних рядов суммарных объемов таяния в гляциальных областях Средней Азии и опубликованные материалы позволяют решить в региональном масштабе вопрос

о связи между таянием и ледниковым стоком. Для этой цели автором разработаны: а) метод расчета интегрального за период абляции коэффициента стока с учетом максимальной высоты сезонной снеговой границы на ледниках, б) метод раздельного определения объема ледникового стока, формирующегося на языках и в фирновых областях ледников.

4. Под ледниковым питанием рек Средней Азии в работе понимается сток от таяния льда под мореной, открытого льда и старого фирна. Сток от таяния сезонного снега на поверхности ледника относится к снеговому питанию реки. Такая трактовка является единственно возможной, если основывается на уровне-ности водного баланса в целом для речного бассейна. Следовательно, по вопросу о содержании понятия ледниковое питание реки автор разделяет точку зрения, высказанную в работах [224, 228]. Разумеется, водно-ледовый баланс гляциальной области можно рассматривать независимо от внеледниковых поверхностей. В этом случае сток от таяния сезонного снега на поверхности ледника является составной частью талого ледникового стока. Разработанный автором методика раздельного определения составляющих суммарного таяния в гляциальных областях позволяет анализировать внутригодовой и многолетний режим ледникового стока применительно к любому из упомянутых выше вариантов уравнения водного баланса.

В частности, по восстановленным многолетним рядам ледникового стока в бассейнах ряда рек Средней Азии ($W_{\text{лн}} = W_{\text{лс}} + V_{\text{л}} + V_{\text{ф}}$) впервые непосредственно определены коэффициенты вариации $W_{\text{лн}}$. В отличие от ранее индугитавшейся гипотезы [240] эти коэффициенты вариации характеризуют ледниковый сток как весьма изменчивый в многолетних разрезе источник питания рек. Этот результат хорошо согласуется с высокими значениями $C_{\text{с}}$ осадков и водного эквивалента сезонного снежного покрова, полученными путем обработки данных снегомерных съемок и метеорологических станций в бассейнах рек Ахулария и Сырдария. Режим осадков влияет на движение снеговой границы, с которой в свою очередь тесно связан внутригодовой ход ледникового стока.

5. Анализ применяемых в настоящее время упрощенных способов расчета гидрографа стока рек со значительной долей ледникового питания показал возможность практического использования для этой цели одно- и многофакторных эмпирических формул. В частности, автором получен и проверен на независимом материале ряд уравнений множественной регрессии для расчета гидрографа стока р. Коксу (бассейн ледника Абрамова).

Глава 5

Многолетний режим суммарного таяния и ледникового стока в бассейнах рек Средней Азии

5.1. Пространственно-временная изменчивость суммарного таяния ледников и ледникового стока

Многолетняя изменчивость объемов суммарного таяния V_{Σ} и ледникового стока $V_{\text{лн}}$ в бассейнах рек Средней Азии непосредственно определяется вариациями сезонной аккумуляции твердых осадков и суммарного поступления внешнего тепла. Большие значения имеют также вариации $Z_{\text{снег}}$, продолжительности периода таяния льда $T_{\text{л}} - d_{\text{лн}} - d_{\text{лс}}$, интенсивности летних снегопадов, которые тесно связаны с предыдущими факторами.

Прямая оценка вариаций одних факторов (анализ аккумуляции, летних снегопадов) для гляциальных областей практически невозможна, а других (поступление внешнего тепла) связана с большим объемом вычислений и их обработкой.

В связи с этим принцип вариации V_{Σ} и $V_{\text{лн}}$ приходится выявлять по косвенным показателям. Часть этих показателей уже была рассмотрена в разделе 4.4. Установлено, что вариация зимних осадков и водности сезонного снежного покрова на высотах, близких к границам гляциальных областей, достаточно велика, чтобы служить одним из причин, объясняющих значительную вариацию суммарного таяния ледников и ледникового стока в бассейнах рек Средней Азии. Рассмотрим далее изменчивость других факторов, влияющих на вариацию V_{Σ} и $V_{\text{лн}}$.

В табл. 5.1 и 5.2 приведены коэффициенты вариации сумм осадков за апрель—сентябрь, средних значений температуры воздуха

Таблица 5.1
Коэффициенты вариации (C_v) сумм осадков за апрель—сентябрь на метеостанциях в бассейне р. Сырдария (данные автора [6])

Метеостанция	$Z_{\text{ос}}$	C_v	Метеостанция	$Z_{\text{ос}}$	C_v
Пер. Чагатай	2,269	0,35	Тюяну Юкьян	3,400	0,16
Астрацкое	2,124	0,36	Каракульская	3,080	0,22
Кзылсай	2,080	0,25	Делен	3,040	0,19
Пажон	1,258	0,40	Арма	2,950	0,30
Джастик	3,100	0,25	Каракулдар	2,800	0,23
Царташ	2,748	0,29	Каракум	2,418	0,28
Ангар	2,500	0,27	Ишкитеран	2,303	0,32
Кичикай	2,380	0,19	Кызыл	2,250	0,35
Кызылджар	2,230	0,34	Олар	2,220	0,36
Сунгурган	2,168	0,37	Албасты	2,080	0,25
Гурдаш	2,050	0,29	Сугамар	2,063	0,23
Ио. Тузель	1,570	0,37	Нария	2,040	0,29

Таблица 5.2

Коэффициенты вариации средних значений температуры воздуха и общей облачности в бассейнах рек Средней Азии (по данным автора)

Речной бассейн	Температура воздуха			Общая облачность		
	V-IX	VI-IX	VII-IX	V-IX	VI-IX	VII-IX
Чирчик-Аксу — Б. Кызылку	0,06	0,07	0,08			
Нарын — Тян-Шань	0,31	0,20	0,23			
Паран — Нарын	0,06	0,07	0,08			
Атбаш — Атбаш	0,06	0,06	0,05	0,09	0,10	0,15
Зеравшан — Исхандеркуль	0,26	0,19	0,17	0,11	0,15	0,21
Зеравшан — Дехавуз	0,06	0,06	0,06	0,08	0,10	0,15
Сарыдак — Куйлю	0,05	0,06	0,06	0,06	0,06	0,09
Кызылку — Сарыташ	0,10	0,10	0,12	0,16	0,18	0,22
Кызылку — Дарауз-Кургун	0,06	0,06	0,06	0,14	0,18	0,25
Мунсу — Алтынмазар	0,06	0,07	0,12	0,16	0,19	0,26
Мунсу — а. Федченко	0,22	0,24	0,35	0,38	0,46	0,50
Сурхоб — Тарк	0,05	0,05	0,05	0,16	0,23	0,30
Бартанг — Ирк	0,07	0,07	0,08			
Муртаб — Муртаб	0,06	0,08	0,09	0,22	0,22	0,27
Шахдар — Херг	0,06	0,06	0,06	0,17	0,26	0,28

и общей облачности за май—сентябрь, июль—сентябрь и июль—сентябрь на метеорологических станциях в бассейнах рек Средней Азии. В целом вариации этих характеристик несомненно меньше, чем для сумм зимних осадков и водности сезонного снежного покрова (см. табл. 4.16 и 4.17).

На всех рассмотренных в работе приречных излучинах суммарного таяния ледников и ледникового стока (зимние и весенне-летние осадки, водность снежного покрова, средние температуры воздуха и общая облачность за все лето-летний период) наименьшей вариацией обладает температура воздуха. На этом основании В. Л. Шульц [221] предполагает, что ледниковые питающие рек Средней Азии также должны незначительно изменяться в многолетнем разрезе. Однако вариация других факторов, определяющих как интенсивность таяния льда и фирна, так и продолжительность периода формирования ледникового стока, в несколько раз превышает C_v весенне-летних температур воздуха.

При сравнительно малой вариации все лето-летних осадков, температур воздуха и баллов общей облачности доминирующей причиной значительной изменчивости ледникового питания рек может быть только C_v продолжительности периода таяния льда и фирна. Этот вывод подтверждают результаты анализа дат начала и окончания периода таяния льда, полученных автором для ряда типичных областей Средней Азии.

По данным о $d_{\text{ед}}$ и $d_{\text{ед}}$ были определены многолетние ряды продолжительности периода таяния льда $T_n = d_{\text{ед}} - d_{\text{ед}}$ и коэффициенты вариации T_n , которые оказались одного порядка с C_v

объемов ледникового стока. Установлено также, что продолжительность периода таяния льда и коэффициенты вариации T_n образуют тесные зависимости от средних взвешенных высот кондов ледников в бассейнах рек Средней Азии (рис. 5.1 и 5.2 а).

Существование зависимости $T_n = f(Z_n)$ вполне однозначно объясняется пространственной изменчивостью $d_{\text{ед}}$ и $d_{\text{ед}}$ в бассейнах рек Средней Азии, которую иллюстрирует рис. 3.8. Согласно этому графику, средние многолетние даты схода и установления

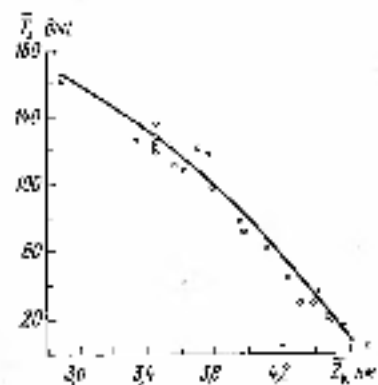


Рис. 5.1. Зависимость средней продолжительности периода таяния льда (T_n) на ледниках Средней Азии от средней взвешенной высоты кондов ледников Z_n .

устойчивого снежного покрова одинаковы на высоте 4,75—4,80 км. Следовательно, на этой высоте устойчивый снежный покров залегает круглый год.

Подставив $T_n = 0$ в аналитическое выражение зависимости

$$T_n = 144 + 84,5\bar{Z}_n - 23,4\bar{Z}_n^2 \quad (5.1)$$

получим $Z_n = 4,80$ км, т. е. практически совпадающие значения высот, где в среднем многолетнем устойчивый снежный покров наблюдается непрерывно в течение года.

Поскольку на высоте $Z_n = 4,80$ км $T_n = 0$, то на этих же уровне объем ледникового стока, образующийся от таяния льда и старого фирна, также должен быть равен нулю. На этого следует, что коэффициенты вариации T_n и объемов суммарного таяния V_n в бассейнах рек Средней Азии являются возрастающими функциями высоты местности z , так как эпитетов в формулах

$$C_v(T_n) = \frac{\sigma_{T_n}}{T_n} \quad \text{и} \quad C_v(V_n) = \frac{\sigma_{V_n}}{V_n}$$

стремятся к нулевым значениям по мере увеличения z (σ_{T_n} и σ_{V_n} — средние квадратичные отклонения T_n и V_n).

Полученные автором для оледенения Средней Азии зависимости $C_v(V_n) = f(Z_n)$ и $C_v(T_n) = f(Z_n)$ приведены на рис. 5.2. Эти графики построены по результатам расчета внутригодового и многолетнего режима суммарного таяния ледников в бассейнах рек

Малой Алмадинки, Зеравшана, Сарыджаса, Муксу, Сельдары (система ледника Фелчешо). Как видно, изменение с высотой коэффициентов вариации объемов суммарного таяния и продолжительности периода таяния льда вполне соответствует описанным выше закономерностям режима сезонного снежного покрова в различных областях.

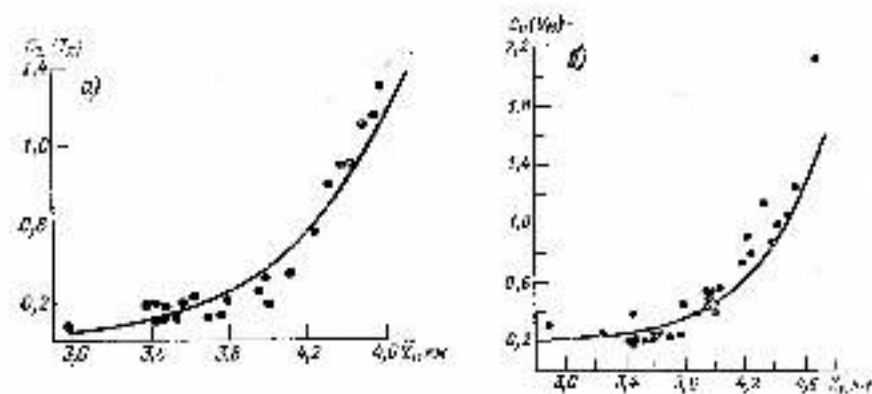


Рис. 5.2. Зависимость коэффициентов вариации C_v продолжительности периода таяния льда (а) и объема суммарного таяния (б) в бассейнах рек Средней Азии от средней абсолютной высоты концов ледников.

Аппроксимацией зависимостей на рис. 5.2 являются следующие формулы:

$$C_v(T_m) = 0,0002e^{1,44\bar{Z}_k}; \quad (5.2)$$

$$C_v(V_m) = 0,0003e^{2,81\bar{Z}_k} + 0,19, \quad (5.3)$$

которые, как и (5.1), позволяют построить карты распределения по территории Средней Азии таких важных характеристик гидрологического режима ледников, как T_m , $C_v(T_m)$ и W_{TL} и $C_v(W_{TL})$.

Наряду с картированием средних многолетних характеристик режима ледников, большую научную и практическую ценность представляют текущие определения вклада ледникового питания в годовой и сезонный сток рек Средней Азии. В постановке этой задачи могут быть два основных варианта:

а) для бассейна предварительно рассчитан многолетний ряд объемов ледникового стока;

б) имеются только морфометрические характеристики бассейна и данные наблюдений на метеорологической станции за осадками, температурой воздуха и общей облачностью.

Основой для решения задачи в первом случае являются известные зависимости модульных коэффициентов объемов ледникового

стока ($K_L = x_L/\bar{x}$) от статистической обеспеченности индекса баланса (P_{LB}) или вклада ледникового стока в питание реки от P_{LB} . Примеры построения таких зависимостей по результатам расчета многолетнего режима ледникового стока в бассейнах рек Зеравшан (Матча) и Муксу приведены на рис. 5.3.

Для текущих расчетов $K_{W_{TL}}$ или δW_{TL} аргумент уравнений $K_{W_{TL}} = f(P_{LB})$ и $\delta W_{TL} = f(P_{LB})$ легко определяется с помощью

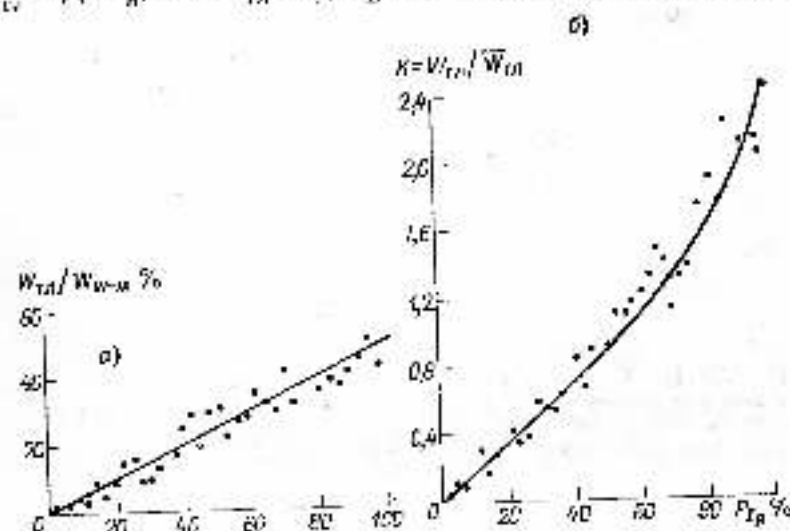


Рис. 5.3. Распределение относительного вклада ледникового питания в бассейн р. Зеравшан (Матча) (а) и модульных коэффициентов ледникового стока в бассейне р. Муксу (б) в зависимости от обеспеченности индекса баланса (P_{LB}).

графика связи между индексом баланса и его обеспеченностью (рис. 5.4). При построении такого графика следует использовать ряд лет, включающий не менее 25—30 чисел.

Таким образом, наличие 25—30-летнего ряда рассчитанных объемов ледникового стока в некотором бассейне позволяет получить зависимости $K_{W_{TL}} = f(P_{LB})$ и $\delta W_{TL} = f(P_{LB})$, и для упрощения определений $K_{W_{TL}}$, W_{TL} и δW_{TL} за пределами исходного ряда пользоваться только этими зависимостями и графиком связи $P_{LB} = f(I_m)$.

Для решения задачи при отсутствии многолетнего ряда объемов ледникового стока необходимо получить аналитические выражения, описывающие пространственную изменчивость параметров распределений $K_{W_{TL}}$ и δW_{TL} в бассейнах рек Средней Азии. К этим параметрам относятся: среднее значение, коэффициент вариации, коэффициент асимметрии (C_s) или отклонение C_s/C_v .

С целью расчета средних многолетних величин вклада ледникового питания в годовой и сезонный сток рек Средней Азии используем зависимость $\delta W_{г\text{л}} = f(\delta I_{\text{ЛВ}})$ на рис. 3.3, для которых автором получены следующие аналитические выражения:

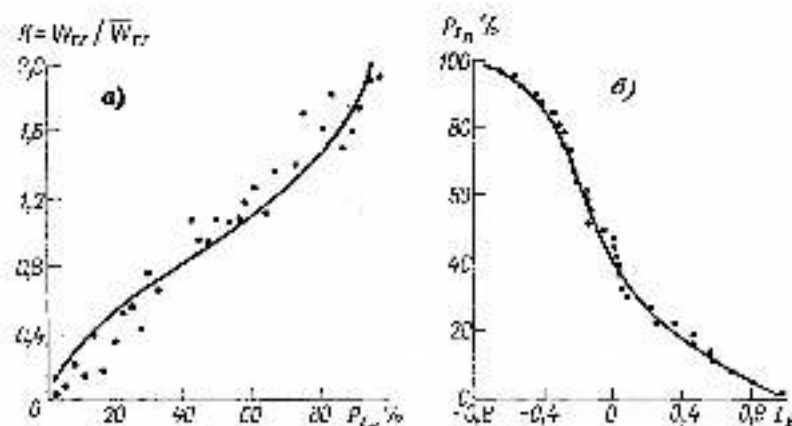


Рис. 5.4. Распределение модульных коэффициентов ледникового стока в бассейне р. Зеравшан (Матча) в зависимости от обеспеченности индексом баласа (а) и связь между обеспеченностью индексом баласа и абсолютным значением индекса баласа (б). (Бассейн р. Зеравшан).

$$\delta W_{г\text{л}} = 13,1e^{0,006 I_{\text{ЛВ}}} \quad (5.4)$$

$$\delta W_{с\text{с}} = 32,8e^{-0,006 I_{\text{ЛВ}}} \quad (5.5)$$

где $\delta W_{г\text{л}}$ — вклад ледникового питания в годовой сток рек, %; $\delta W_{с\text{с}}$ — вклад ледникового питания в сезонный (VI—IX) сток, %; $\delta I_{\text{ЛВ}}$ — вклад индекса абляции в квадрат стандартного коэффициента корреляции уравнения $W_{г\text{л}} = f(I_{\text{ЛВ}}, I_{\text{ЛВ}})$, %.

Исследование пространственной изменчивости коэффициентов вариации объемов ледникового стока было выполнено выше. В результате для определения $C_v(W_{г\text{л}})$ в бассейнах рек Средней Азии имеем выражение (3.3).

Вычисления и анализ коэффициентов асимметрии многолетних рядов объемов ледникового стока в 38 отдельных районах-коллективных ледниках в бассейнах рек Малой Алмаатинки, Пскема, Сарыджаса, Зеравшана, Муксу, Селдара показали отсутствия каких-либо закономерностей в пространственной изменчивости $C_v(C_v)$ по территории Средней Азии. Поскольку в 24 случаях из 38 значения отклонения C_v/C_v попадали в пределы 0,8—1,3, для расчетов кривых распределения $W_{г\text{л}}$ было принято обобщенное

соотношение коэффициентов вариации и асимметрии в виде $C_{sk} \sim C_v$.

Для проверки метода определения параметров $C_v(W_{г\text{л}})$ и C_v/C_v при отсутствии многолетних рядов $W_{г\text{л}}$ на графики фактических распределений $W_{г\text{л}}$ в бассейнах рек Зеравшан и Муксу (см. рис. 5.3 б и 5.4 а) были нанесены кривые распределения, полученные на основе отчисленных значений C_v и соотношения $C_v/C_v = 1$. Как видно, эти кривые вполне удовлетворительно соответствуют эмпирическим данным.

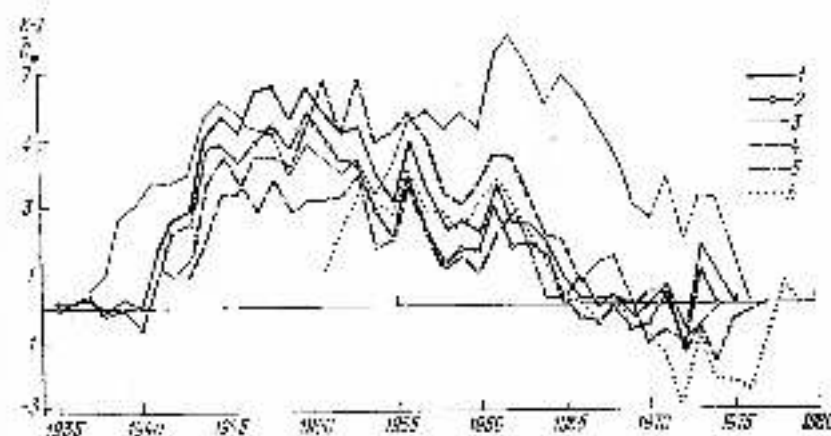


Рис. 5.5. Нормированные интегральные разностные кривые суммарного таяния ледников и бассейнов рек Средней Азии.

1 — р. Муксу, 2 — р. Селдара, 3 — р. Пскем, 4 — р. Зеравшан, 5 — р. Малая Алмаатинка, 6 — р. Сарыджас.

Таким образом, установленные в работе закономерности пространственной изменчивости $W_{г\text{л}}$, $C_v(W_{г\text{л}})$, величина отклонения C_v/C_v и наличие сведений о морфометрии ледников, а также стандартных метеорологических и гидрометрических данных позволяют достаточно надежно рассчитать кривую определения объемов ледникового стока в любом бассейне рек Средней Азии.

Распространенным в гидрологии способом анализа многолетних колебаний стока рек является построение нормированных интегральных разностных кривых. Эти кривые позволяют установить наличие периодичности в чередовании лет с повышенной и пониженной подпитанностью рек и продолжительности многоводной и маловодной фаз в многолетнем режиме стока.

Нормированные интегральные разностные кривые для годовых объемов суммарного таяния ледников и ледникового стока в ряде бассейнов рек Средней Азии приведены на рис. 5.5 и 5.6. Отметим следующие макрорегулярности и многолетней изменчивости объемов суммарного таяния.

В рассматриваемых бассейнах рек Памира и Гиссаро-Алая с конца 30-х годов и до второй половины сороковых наблюдалось

повышенное относительно среднего таяние ледников. Затем в гидрологическом режиме оледенения этих горных областей наступила фаза пониженной водоотдачи, которая продолжалась до начала 70-х годов. Таким образом, продолжительность маловодной фазы в режиме гляциальных областей на Памире и в Гиссаро-Алае примерно в 2,5 раза превышает многоводную фазу периода.

Многолетняя изменчивость суммарного таяния ледников на Западном Тянь-Шане и в Запальском Алатау имеет свои особенности по сравнению с Памиром и Гиссаро-Алаем. Так, в Запаль-



Рис. 5.6. Нормированные интегральные разностные кривые ледникового стока в бассейнах рек Средней Азии.

1 — р. Мургаб, 2 — р. Сельдара, 3 — р. Памир, 4 — р. Зеравшан, 5 — р. Индус, 6 — р. Сатлеки.

ском Алатау низкочастотная периодичность в режиме суммарного таяния ледников выражена нечетко. Для многолетнего режима V_M в этом районе более характерны 4-годовые циклы, которые включают многоводную и маловодную фазы.

Отличительной чертой режима V_M на Западном Тянь-Шане за 1937—1976 гг. являются два крупных цикла: с 1937 по 1954 г. и с 1955 по 1976 г. Продолжительность многоводной и маловодной фаз в обоих циклах примерно одинакова.

Общим для всех интегральных разностных кривых V_M на рис. 5.5 является одновременность резких пику в многолетнем режиме суммарного таяния. В качестве примера укажем на ординаты соответствующих кривых в 1945, 1948, 1956, 1961 и 1972 гг.

В многолетнем режиме ледникового стока в бассейнах рек Памира, Гиссаро-Алая, Западного Тянь-Шаня и Запальского Алатау наблюдаются в основном те же закономерности, которые были описаны выше для суммарного таяния ледников. Различия заключаются в некотором смещении по времени двух крупных циклов режима V_M на Западном Тянь-Шане (теперь продолжительность

одного составляет с 1937 по 1952 г., а другого с 1951 по 1969 г.) и в сдвиге максимума основного периода 1941—1971 гг. в Гиссаро-Алае на начало 50-х годов.

По-прежнему важным для водопользования свойством многолетней изменчивости ледникового стока в бассейнах рек Средней Азии является одновременность резких пику на интегральных разностных кривых, например, 1944, 1949, 1953, 1956, 1958, 1961, 1967 и 1972 гг.

В целом анализ кривых на рис. 5.5 и 5.6 показывает, что фаза пониженной водоотдачи ледников в бассейнах рек Средней Азии, наблюдавшаяся от начала 50-х до конца 70-х годов сменяется фазой увеличения объемов суммарного таяния ледников и ледникового стока.

5.2. Долгосрочные прогнозы суммарного таяния ледников и ледникового стока

Подобно речному стоку, многолетние ряды месячных и годовых объемов суммарного таяния ледников и ледникового стока в бассейнах рек Средней Азии представляют собой выборочные реализации соответствующих стохастических процессов $V_M(T)$ и $V_{LM}(T)$. Для решения задач долгосрочного прогнозирования и оптимального регулирования естественного гидрологического режима ледников применимы ряды $V_M(T)$ и $V_{LM}(T)$, полученные автором на основе региональной физико-статистической модели процесса суммарного таяния, являющиеся необходимым исходным материалом.

Рассмотрим далее результаты использования метода корреляционного анализа для описания связей между членами рядов $V_M(T)$ и $V_{LM}(T)$ и зависимостей типа $V_M = f(\sum x_i)$, где $\sum x_i$ — набор независимых переменных.

Общим аналитическим выражением для этих двух вариантов долгосрочных процессов V_M или V_{LM} являются линейные уравнения:

авторегрессия —

$$\tilde{V}_M(T) = \mu + a_1 V_M(T-1) + a_2 V_M(T-2) + \dots + a_p V_M(T-p) + \varepsilon_t \quad (5.6)$$

и множественной регрессии —

$$\tilde{V}_M(T) = \sum_{i=1}^p \beta_i x_i(T-\tau) + \varepsilon_t \quad (5.7)$$

где μ — параметр, определяющий уровень процесса; a_i — коэффициент ($i=1 \div p$); ε_t — шумовая компонента; p — порядок уравнений (5.6) и (5.7); β_i — передаточная функция ($i=1 \div p$), преобразующая входной импульс $x_i(T-\tau)$ в выход системы; τ — величина опережения во времени $V_M(T)$ относительно $x_i(T-\tau)$.

Формула (5.6) представляет собой простейший член авторегрессии дискретного временного ряда. Предполагается, что процесс $V_M(T)$ является стационарным в узком смысле (среднее и дисперсия постоянны, а автокорреляционная функция зависит только от величины сдвига по времени) и обладает достаточной инерционностью или циклическими свойствами, чтобы будущие значения $V_M(T)$ могли быть определены в виде взвешенной суммы предшествующих значений этого же ряда.

В качестве исходных данных для исследования возможностей прогноза суммарного таяния гляциальной области методом авторегрессии используем временные ряды объема V_M и V_{M_0} , рассчитанные для бассейнов рек Малой Алмаатинки (1943—1974 гг.), Пекма (1937—1976 гг.) и Зеравшан (1943—1977 гг.).

В практике гидрологических прогнозов для оценки качества линейных прогнозных формул принято отношение среднеквадратической ошибки расчета к стандарту отклонения функции:

$$\frac{\sigma_{\hat{V}_M}}{\sigma_{V_M}} = \sqrt{1 - \rho^2}, \quad (5.8)$$

где ρ^2 — в данном случае сводный коэффициент корреляции уравнения (5.7). При условии

$$\frac{\sigma_{\hat{V}_M}}{\sigma_{V_M}} \leq 0,50; \quad \rho \geq 0,87 \quad (5.9)$$

прогностическая зависимость считается хорошей и удовлетворительной, при

$$0,51 \leq \frac{\sigma_{\hat{V}_M}}{\sigma_{V_M}} \leq 0,80; \quad 0,60 \leq \rho \leq 0,86. \quad (5.10)$$

Таким образом, решение вопроса о возможности применения уравнения авторегрессии типа (5.6) для прогноза V_M или V_{M_0} в значительной мере зависит от вида автокорреляционной функции $r_{xx}(T)$ временных рядов $V_M(T)$ и $V_{M_0}(T)$.

Выборочная оценка автокорреляционной функции r_{xx} нормированного дискретного временного ряда $x(T)$ обычно выполняется по формулам

$$r_{xx}(m) = \frac{1}{N_0 - m} \sum_{k=1}^{N_0 - m} x_k x_{k+m} \quad (5.11)$$

или

$$r_{xx}(m) = \frac{1}{N_0} \sum_{k=1}^{N_0} x_k x_{k+m} \quad (5.12)$$

при условии

$$0 < N_0 + m_{\max} \leq N_0, \quad (5.13)$$

где m — сдвиг по времени значений ряда $x(T)$; $m_{\max}$ — максимальный сдвиг; N_0 — общая длина выборки; N_p — рабочая часть выборки, по которой вычисляется $r_{xx}(m)$. Эти формулы отличаются тем, что в (5.11) расчет r_{xx} выполняется по длине ряда, меняющейся в зависимости от m , а в (5.12) вследствие условия (5.13) длина N_p для любого m остается постоянной.

Для определения параметров σ_p в уравнении авторегрессии (5.6) расчет $r_{xx}(m)$ необходимо производить по формуле (5.12), обеспечивающей равномерность r_{xx} и коэффициентов регрессии при всех m , заданных условием (5.13). Кроме того, если позволяет общая длина временного ряда N_0 , следует вводить условие

$$N_p + m_{\max} = N_0 - m_{\min}, \quad (5.14)$$

которое дает возможность проверить полученные формулы авторегрессии на $m_{\min}$ независимых случаях.

В результате расчета $r_{xx}(m)$ для временных рядов V_M и V_{M_0} в бассейнах рек Малая Алмаатинка, Пекма и Зеравшан были получены квадратные автокорреляционные матрицы. На диагоналях этих матриц, параллельных главной, находятся значения $r_{xx}(m)$ при одном и том же сдвиге по времени. По характеру графиков $r_{xx}(m)$ на каждой диагонали можно судить о наличии изменения начала отсчета длины рабочей части N_0 и о устойчивости автокорреляционной функции и тем самым о стационарности исходного временного ряда.

Анализ матриц автокорреляции для рассматриваемых здесь рядов V_M и V_{M_0} выявил достаточно высокую стабильность $r_{xx}(m)$ по модулю и знаку в бассейнах рек Малой Алмаатинки (группа Туюксузских медиков) и Пекма. Значения автокорреляционной функции временных рядов V_M и V_{M_0} в бассейне р. Зеравшан (Матча) оказались существенно различными по знаку и величине при изменении начала отсчета рабочей части N_0 .

Рассмотрим представленные на рис. 5.7—5.8 графики автокорреляционных функций рядов V_M и V_{M_0} в бассейнах рек Малой Алмаатинки и Пекма, полученные в результате осреднения $r_{xx}(m)$ на диагоналях соответствующих матриц автокорреляции. Как видно, характерной особенностью графиков $r_{xx}(m)$ на этих рисунках является почти полное отсутствие зависимости между объемами V_M и V_{M_0} за смежные годы и устойчивая повторяемость через 6 лет циклов положительной и отрицательной корреляции в рядах V_{M_0} . Отмеченные свойства автокорреляционных функций временных рядов V_M и V_{M_0} имеют большое значение для решения вопросов искусственного воздействия на таяние ледников в разработку методов сверхдолгосрочного прогноза суммарных объемов V_M и V_{M_0} в гляциальных областях.

Из первого свойства следует, что в естественных условиях за смежные годы происходит самое произвольное чередование обес-

печенностей объемов V_M и V_{M_1} . Таким образом, однократная трансформация ожидаемого суммарного объема таяния близкого к нулю в экстремальный, вероятно, не вызовет заметных отрица-

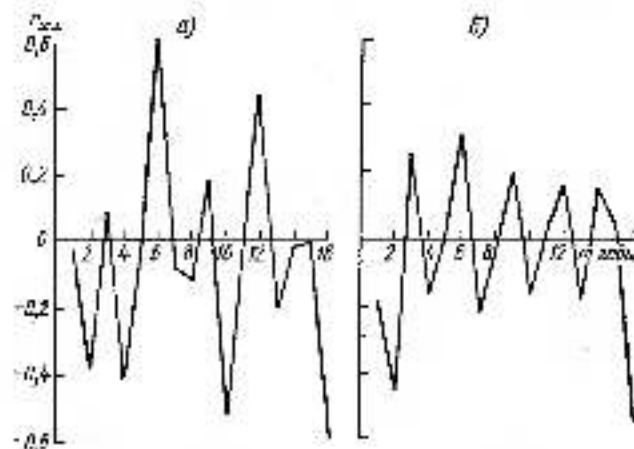


Рис. 5.7. Автокорреляционные функции временных рядов суммарных объемов таяния V_{M_1} (а) и V_M (б) для группы Тугуксуйских ледников и бассейне р. Малой Алмааты.

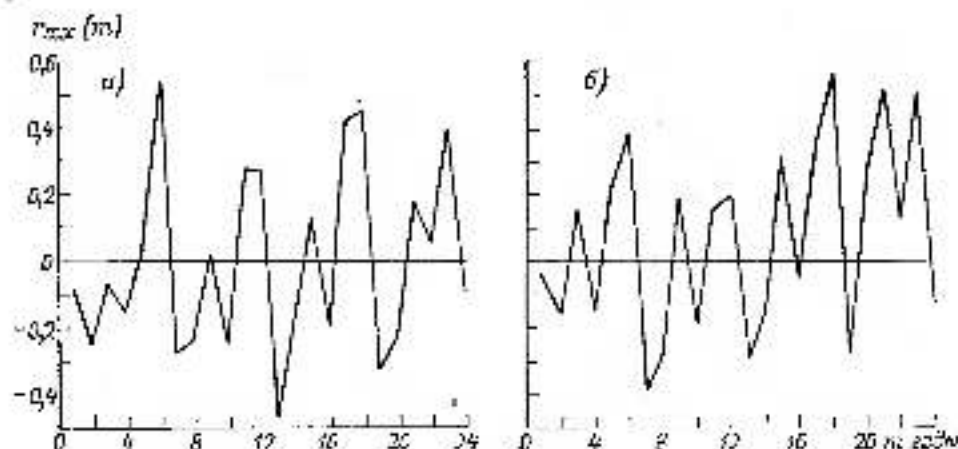


Рис. 5.8. Автокорреляционные функции временных рядов суммарных объемов таяния V_{M_1} (а) и V_M (б) в бассейне р. Пскем.

тельных последствий в многолетнем режиме гляциальных областей.

Достаточно устойчивая цикличность временных рядов годовых объемов ледникового стока в бассейнах рек Малой Алмааты и Пскема была использована для прогноза этих объемов с много-

летней заблаговременностью. В итоге, для V_{M_1} (в млн. т) в бассейне р. Пскем получены следующие уравнения авторегрессии, имеющие удовлетворительные показатели прогностической ценности:

$$\bar{V}_{M_1}(T) = 0,81V_{M_1}(T-6) + 2,1; \quad (5.15)$$

$$s/\sigma = 0,71$$

$$\bar{V}_{M_1}(T) = 0,81V_{M_1}(T-6) - 0,37V_{M_1}(T-13) + 53,4; \quad (5.16)$$

$$s/\sigma = 0,63$$

а для группы Тугуксуйских ледников и бассейне р. Малой Алмааты —

$$\bar{V}_{M_1}(T) = 0,63V_{M_1}(T-6) - 0,22V_{M_1}(T-4) + 1,57; \quad (5.17)$$

$$s/\sigma = 0,68$$

При определении эмпирических параметров в этих уравнениях максимальной величины сдвига по времени и рабочей части длин временных рядов V_{M_1} в бассейнах рек Пскем и Малой Алмааты были заданы согласно условию (5.13), что дало возможность проверить полученные формулы на независимых данных. Результаты проверки, представленные в табл. 5.3, показывают удовлетворительное качество контрольных прогнозов V_{M_1} по уравнениям (5.15) — (5.17) как в целом, так и для экстремальных отклонений от среднего.

Основой хода и прогноза по одифакторному уравнению регрессии является используемый в настоящей работе способ расчета $Z_{\text{баланс}}$ как функции метеорологических составляющих индекса баланса. В разделе 3.1 были показано, что зависимости $Z_{\text{баланс}} = f(I_B)$ имеют высокие коэффициенты корреляции. По непосредственным измерениям на ледниках установлено также (см. табл. 3.2), что между $Z_{\text{баланс}}$ и составляющими всеобщего баланса, в частности суммарными за период абляции объемами V_M и V_{M_1} , существуют достаточно тесные корреляционные связи. Следовательно, вполне возможно наличие зависимостей типа

$$\bar{V}_{M_1}(T) = R_2 x_2(T-\tau); \quad (5.18)$$

где x_2 — компонент индекса баланса, известный в момент составления прогноза V_{M_1} или V_M .

Изложенные в разделе 3.2 результаты поиска и анализа репрезентативных компонентов пачедающего состава индекса баланса показывают, что основания для построения зависимостей (5.18) имеются только в тех случаях, когда преобладающий вес среди составляющих I_B принадлежит суммам осадков за октябрь — май

Таблица 4.3

Результаты проверки уравнений авторегрессии (5.15)–(5.17)
на независимом материале

Год	Бассейн р. Печек				Группа Тукусу	
	V_{M_1} по модели анализа	$\tilde{V}_{M_1}$ по формуле		$\Delta = \tilde{V}_{M_1} - V_{M_1}$	V_{M_1} по модели анализа	$\tilde{V}_{M_1}$ по формуле (5.17)
		(5.15)	(5.16)			
1958	20,4	31,8	42,2	11,4	21,8	
1959	51,5	98,5	107,7	14,0	23,9	
1960	7,3	45,0	47,8	38,4	40,5	
1961	210,5	142,9	152,0	-67,6	-38,6	
1962	158,6	153,3	186,0	-5,3	37,4	
1963	22,6	91,6	60,0	71,1	37,0	
1964	98,8	37,5	49,5	8,7	30,7	
1965	126,1	89,4	117,0	-36,7	-11,4	2,23
1966	20,3	26,9	23,9	5,6	3,6	2,00
1967	62,6	191,5	216,2	129,0	163,7	3,15
1968	14,0	149,5	126,7	135,5	112,7	3,16
1969	0,2	39,2	11,1	39,0	40,0	1,72
1970	35,4	44,4	43,7	19,0	18,3	3,29
1971	123,3	121,7	149,3	1,4	26,0	2,65
1972	6,1	37,4	38,6	31,3	32,5	1,53
1973	136,4	71,6	101,2	-67,8	-39,2	3,00
1974	76,4	32,4	0	-44,0	-76,4	4,47
1975	61,8	24,2	0	-40,6	-61,8	
1976	62,1	41,6	66,7	-20,6	3,6	

Примечания: 1. Верхний предел допустимых отклонений $\Delta = 0,674\sigma$ в бассейне р. Печек ± 44 мм. т, а для группы ледников Тукусу $\pm 0,50$ млн. т. 2. Сумма ошибок Δ при расчете V_{M_1} по формуле (5.16) равна 789,8 млн. т, а по формуле (5.16) 778,4 млн. т. 3. Оправданность расчетов $\tilde{V}_{M_1}$ по формулам (5.16), (5.16), (5.17) соответственно 74, 74 и 90 %.

и более короткий период. Следовательно, вместо (5.7) и (5.18) можно написать

$$\tilde{V}_M = f_n(T_2) q(T_2) \quad (5.19)$$

и

$$\tilde{V}_{M_1} = \gamma_n(T_2) q(T_2), \quad (5.20)$$

где T_2 — период суживания осадков, обусловленный заблаго-временностью прогноза таяния и ледникового стока.

В табл. 5.4 приведен перечень бассейнов рек Средней Азии, в которых при наличии многолетних рядов $V_M(T)$ и $V_{M_1}(T)$ могут быть получены прогностические формулы типа (5.19)–(5.20). Основанием для этого вывода служит преобладающий вес зимне-весенних осадков в величине индекса баланса аккумуляции и

Таблица 5.4

Бассейны рек Средней Азии с преобладанием вклада зимне-весенних осадков
в величину индекса баланса аккумуляции и абляции на ледниках

Река-сток	Характеристики			
	$S_{\text{лн}}$ мм	$S_{\text{ос}}$ мм	$\frac{S_{\text{лн}}}{S_{\text{ос}}}$ %	предел Т _Л %
Бассейн р. Амударья				
Шахдара — Хазбест	171,1	4180	4,1	>90
Гунг — Алнгуз	27,3	2803	0,9	>90
Гунг — Хирот	634,2	13700	4,6	>90
Осикумбоу — устье	12,3	709	1,7	>90
Сардак-Миева — к. Рокит	32,4	1190	2,7	>90
Варзоб — Гутария	36,1	716	5,0	90
Зидан — Зидан	10,7	181	6,0	89
Синга — Синга	12,3	176	7,0	77
Сарва — Ракан	30,9	1260	2,6	>90
Кафарнаган — Чинар	64,4	3040	2,1	>90
Саватвар — Саватвар	8,9	291	3,0	>90
Сарбог — Сингмалан	106,6	1760	6,0	89
Кумалсу — Домбрат	648	8370	7,7	66
Зеравшан — Душган	665,7	10200	6,4	>80
Фангларан — устье	123,6	3240	3,8	>90
Ишоб — к. Тихфен	33,7	1490	2,3	>90
Матигандаря — к. Суджика	94,6	1100	2,2	>90
Сарват — устье	43,6	537	8,1	57
Бассейн р. Сырдарья				
Искан — устье	127,8	2820	4,5	>90
Чаткал — устье р. Тарс	49,1	4290	1,1	>90
Каракал Заг. — устье	60,7	1180	6,1	90
Кемерон — к. Арал	91,0	5290	1,8	>90
Чинды — 5,5 км выше устья	10,7	903	1,2	>90
Узункент — устье р. Устатан	15,3	1790	0,9	>90
Огаров — 2,5 км выше устья	10,6	837	1,3	>90
Алабуга — к. Каштобе	119,3	3710	3,2	>90
Кушнуб — Гульча	15,8	2010	0,8	>90
Тир — к. Чокча	63,0	3810	1,6	>90
Керакульджа — к. Акташ	23,5	907	2,6	>90
Иксербей — к. Ушкорго	102,2	2220	4,6	>90
Айбура — к. Палак	113,9	2260	5,0	90
Хоркебакирган — к. Андархан	51,9	1710	3,0	>90
Шахмардак — к. Паулан	47,7	1300	3,7	>90
Арык — к. Юсали	35,8	4080	0,9	>90
Бассейны оз. Иссык-Куль, рек Чу и Талас				
Асс	44,0	2720	1,6	>90
Кураургуз — Чоккуртан	39,4	434	8,7	86
Карабура — Коксай	25,2	797	3,2	>90
Урмерал — Окабрысов	35,8	1120	3,2	>90
Талас — с. Гордокло	120,7	9200	1,3	>90
Котлы — лесной Кордон	19,9	256	7,8	64
Шахмат — лесной Кордон	31,0	467	6,8	80

Река—створ	Характеристики			
	$S_{гл}$ км ²	$S_{басс}$ км ²	$\frac{S_{гл}}{S_{басс}}$ %	Индекс I_{AB} %
Чу — Кечикорго	243,0	5370	4,0	>60
Керекутжур — с. Сарибулак	27,3	1240	2,9	>60
Джуанарык — Кумбел	30,0	2240	1,3	>60
Чон-Кеман — устье	111,0	1800	5,9	85
Актарык — МТС	25,2	595	1,2	90
Ташкент — устье р. Касал	20,1	285	6,8	80
Кичи-Джиргалан — Кичи-Джарг.	5,6	107	8,0	60
Джиргалан — с. Михайловка	109,7	2050	5,3	50

Примечание. $S_{гл}$ — площадь оледенения; $S_{басс}$ — площадь бассейна до сходящегося стока.

абляции на ледниках. Для других створов на реках Средней Азии, которые не вошли в табл. 3.4 и приложение I, оценки вкладов I_{AB} и следовательно возможности долгосрочных прогнозов V_M и V_{M+} по формулам (5.19) — (5.20) легко устанавливаются с помощью зависимости $I_{AB} = f\left(\frac{S_{гл}}{S_{басс}}\right)$ на рис. 3.2.

Из изложенного и нашего распоряжения данными о суммарном таянии и ледниковом стоке наиболее подходящими для оценки параметров моделей прогноза (5.19) и (5.20) являются многолетние ряды объемов V_M и V_{M+} , полученные в бассейнах рек Зеравшан (Матча) и Пскем. Уточненный после итерации состав индекса баланса I_B для ледников бассейна р. Пскем включает сумму осадков за октябрь—июнь, сумму средних месячных температур воздуха за май—сентябрь и сумму баллов общей облачности за май—сентябрь.

В бассейне р. Пскем в качестве аргумента эмпирических формул (5.19) и (5.20) принята сумма осадков за октябрь—май, которая, как видно на рис. 5.9, образует достаточно тесную связь с $Z_{мин}$ при $Z_{мин} = f(I_B)$.

Результаты построения зависимостей $V_M(q_{x-v})$ и $V_{M+}(q_{x-v})$ для бассейна р. Пскем за 1937—1970 гг. представлены на рис. 5.10. Путем подбора аппроксимирующих выражений для этих связей получены такие эмпирические формулы (V_M в млн. т):

$$\bar{V}_M = 95 + 651,7e^{-0,0017q_{x-v}} \quad (5.21)$$

$$\bar{V}_{M+} = 2276,4e^{-0,0039q_{x-v}} \quad (5.22)$$

коэффициенты корреляции которых для линеаризованных переменных соответственно 0,70 и 0,87.

Независимая проверка эмпирических уравнений (5.21) и (5.22) по данным расчета V_M и V_{M+} в бассейне р. Пскем за 1971—

1976 гг. показала, что значения ошибок прогнозов не превысили допустимого предела соответственно в трех и четырех случаях из шести.

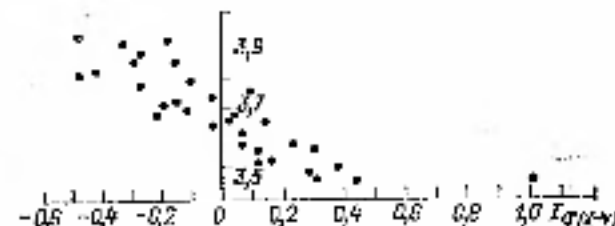
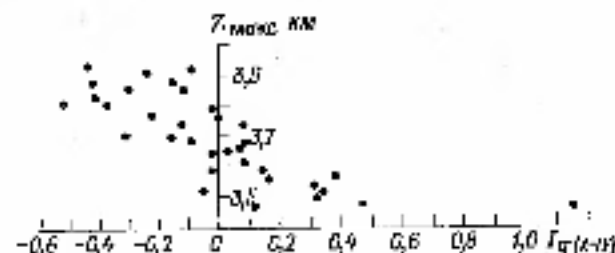


Рис. 5.9. Зависимость максимальной высоты сезонной снеговой границы в ледниках бассейна р. Пскем от суммы осадков I_B метеостанции Пскем.

$Z_{мин}$ определена при уточненном составе индекса баланса (I_B).

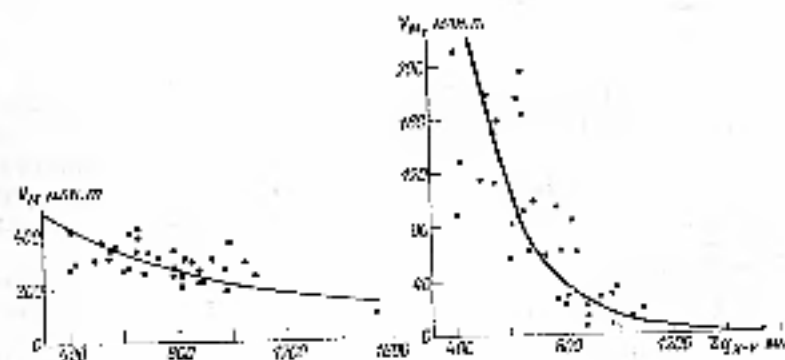


Рис. 5.10. Зависимости объемов V_M и V_{M+} суммарного таяния ледников в бассейне р. Пскем от суммы осадков за октябрь—май на метеостанции Пскем.

Полученную оправдываемость прогноза V_M и V_{M+} в бассейне р. Пскем следует признать удовлетворительной, учитывая, что по данным об одних только осадках за октябрь—май прогнозировались объемы суммарного таяния ледников и ледникового стока,

которые зависят также от метеорологических условий летнего периода. Несмотря на хорошую тесноту зависимости $Z_{\text{лет}} = f(q_{x-v})$ на рис. 5.9 в принципе едва ли возможно, чтобы зимне-весенние осадки полностью определяли условия и объем таяния ледников в течение мая—октября.

Сходные результаты были получены для прогноза $V_{\text{л}}$ по схеме (5.20) в бассейне р. Зеравшан (Магча), где, как следует из рис. 5.11, также существует зависимость $V_{\text{л}}(q_{x-v})$. Аналогичный вид этой зависимости

($V_{\text{л}}$ в млн. м³):

$$\bar{V}_{\text{л}} = 8705,6e^{-0,007q_{x-v}} \quad (5.23)$$

Коэффициент линейной корреляции после логарифмирования функции равен 0,82. Аналогичная по форме зависимость объема ледникового стока от сумм осадков в бассейне р. Вахш приведена в работе [3].

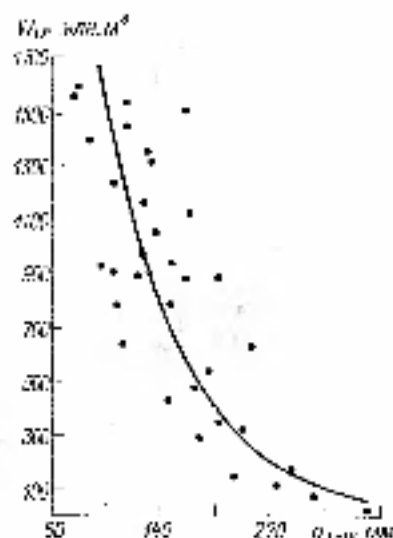


Рис. 5.11. Зависимость между ледниковым стоком в бассейне р. Зеравшан и суммой осадков за апрель—апрель на метеорологической станции Диклау (q_{x-v}).

Паряду с однократными формулами (5.19) и (5.20) для прогноза $V_{\text{л}}$ и $V_{\text{м}}$, рассмотрим возможности построения уравнений множественной регрессии, в которые, помимо суммы осадков за октябрь—май, входят другие предикторы. В качестве примера назовем сумму средних месячных температур воздуха и данных по столу за период, предшествующий составлению прогноза.

В частности, для Магчанской области в бассейне р. Пскем получено следующее уравнение нормализованной регрессии:

$$K_{V_{\text{л}}} = 0,140n_{\text{III-V}} - 0,842n_{x-v} - 0,032n_{\text{ст}}, \quad (5.24)$$

где $n(x)$ — квантили нормированной нормальной функции распределения соответствующих переменных; $n_{\text{III-V}}$ — сумма средних месячных температур воздуха за март—май; n_{x-v} — средний за май расход р. Пскем в районе гидропоста Карашидугай. Сводный коэффициент корреляции уравнения (5.24) равен 0,825. Проверка уравнения (5.24) на независимом материале дала также те же результаты как и в случае расчета $V_{\text{л}}$ по формуле (5.22).

Регрессионный анализ предикторов для $V_{\text{л}}$ в бассейне р. Зеравшан, аналогичных тем, которые вошли в уравнение (5.24), был выполнен сначала для части (1943—1964 гг.), а затем по нему искомому ряду $V_{\text{л}}$, т. е. за 1943—1977 гг. При использовании короткого ряда данных для прогноза $V_{\text{л}}$ (в км³) получена однократная формула

$$\bar{V}_{\text{л}} = 1,29 - 0,005q_{x-v} \quad (5.25)$$

и

$$\bar{V}_{\text{м}} = 1,15 - 0,004q_{x-v}. \quad (5.26)$$

Если параметры эмпирической формулы $V_{\text{л}} = f(q_{x-v})$ оценивать на основе всего ряда данных. Как видно, эмпирические коэффициенты в формуле (5.26) изменились незначительно после добавления в выборку $V_{\text{л}}$ и q_{x-v} новых данных за 14 лет. Устойчивость этих параметров подтверждают также приведенные в табл. 5.5 результаты проверки формулы (5.25) на независимых данных.

Подводя итоги впервые выполненного для всех бассейнов рек Средней Азии исследования возможностей долгосрочного прогноза годовых объемов суммарного таяния ледников и ледникового стока, отметим следующие результаты.

1. Определены регионы бассейнов, где эффективным инструментом прогнозирования является сумма зимне-весенних осадков на соответствующих метеорологических станциях. В остальных случаях долгосрочный прогноз $V_{\text{л}}$ и $V_{\text{м}}$ с помощью уравнений

Таблица 5.5

Проверочные прогнозы $V_{\text{л}}$ (в км³) в бассейне р. Зеравшан по формуле (5.25)

Год	$V_{\text{л}}$ по методу автора	$\bar{V}_{\text{л}}$ по формуле (5.25)	$\Delta = \bar{V}_{\text{л}} - V_{\text{л}}$
1964	0,907	0,355	0,148
1965	0,103	0,905	0,706
1966	0,237	0,285	0,048
1967	0,896	0,625	-0,271
1968	0,366	0,375	-0,231
1969	0,123	0,660	0,000
1970	0,061	0,135	0,074
1971	0,480	0,443	-0,037
1972	0,239	0,470	0,231
1973	0,494	0,235	-0,259
1974	0,320	0,550	0,230
1975	1,031	0,895	-0,136
1976	0,619	0,665	0,046
1977	0,545	0,370	-0,175

Примечание. Критерием оправданности прогноза является условие превышения Δ величин $0,64\sigma_{V_{\text{л}}}$, равной 0,25 км³. Количество случаев $|\Delta| \leq 0,25$ км³ составляет 86 %.

множественной регрессии невозможен без учета метеословной пер-
иода ледников. Эти бассейны перечислены в приложе-
ии к работе.

2. Установлено, что подобрать предикторы в уравнении мно-
жественной регрессии для прогноза объема ледникового стока го-
раздо легче, чем для объема суммарного таяния ледников. При-
чина здесь в том, что все предикторы, пригодные для прогноза

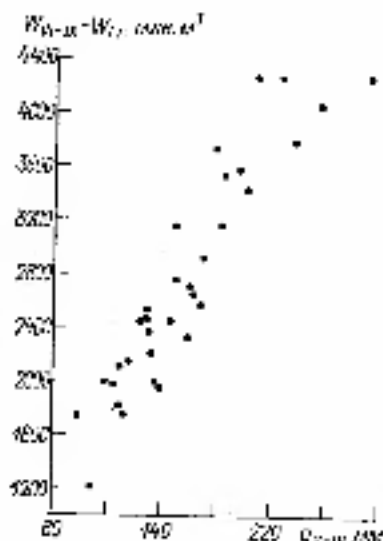


Рис. 5.12. Зависимость между раз-
ницей снежного стока ($W_{сн.-л.} - W_{л.}$) и бассейне р. Зеравшан и
суммы осадков за октябрь—апрель
на метеостанциях Дехавд ($q_{х.г.}$).

$V_{сн.}$ не дают никакого эффекта при предсказании возможного
выпадения летнего снега, таяние которого может составлять зна-
чительную часть объема $V_{сн.}$

3. Сравнение зависимости объема ледникового стока от сумм
осадков (см. рис. 5.10, 5.11) и связей между стоком вегетацион-
ного периода и зимне-весенними осадками для рек снежного пита-
ния показывает, что в первом случае эти связи обратные, а во
втором — прямые. Из этого следует, что для рек со снегово-лед-
никовым питанием прогноз стока вегетационного периода пред-
ставляет собой сумму результатов расчета по двум независимым
уравнениям: а) для снеговой составляющей, б) для ледниковой
составляющей.

Для того чтобы получить такие уравнения, необходимо рассчи-
тать временной ряд $V_{сн.}(T)$, определить снеговую составляющую
стока ($W_{сн.}$), построить для $V_{сн.}$ и $W_{сн.}$ зависимости от сумм осад-
ков за зимне-весенний период.

Примеры построения двух таких зависимостей для прогноза
объема стока за июль—сентябрь и бассейне р. Зеравшан по дан-
ным об осадках за октябрь—апрель на метеостанции Дехавд при-
ведены на рис. 5.11 и 5.12.

4. В ряде бассейнов рек Средней Азии хорошую оправдан-
ность прогноза ледникового стока с многолетней заблаговремен-
ностью обеспечивают уравнения авторегрессии 1-го и 2-го поряд-
ков. Необходимым условием получения таких уравнений является
устойчивая цикличность временных рядов $V_{сн.}(T)$. По всей веро-
ятности, в Средней Азии не все многолетние ряды годовых объ-
емов ледникового стока удовлетворяют этому требованию.

Выводы

1. Коэффициенты вариации (C_v) ледникового стока в целом
для бассейнов колеблются в пределах 0,4—0,9. Наибольших значе-
ний многолетняя изменчивость ледникового стока ($C_v > 1,0$) дости-
гает в бассейнах рек Бартаг, Гунт, Шахдара. Изменчивость объ-
емов суммарного таяния ледников всегда меньше, чем для ледни-
кового стока. Выполненные для бассейнов рек Сырдарья и Аму-
дарья расчеты C_v зимних осадков, сезонного снежного покрова,
сумм летних температур воздуха и общей облачности на высотах,
близких к границе гляциальной области, показали, что первоисточ-
ником достаточно высокой изменчивости $W_{сн.}$ и $V_{сн.}$ является вари-
ация того же порядка сумм зимних осадков и годовой эквивалентной
снежного покрова. Заметный вклад в вариацию $W_{сн.}$ и $V_{сн.}$ вносят
также летние осадки в условиях поступления суммарной радиации.
Все эти факторы обуславливают высокую изменчивость продолжи-
тельности периода таяния льда, интенсивности таяния в гляциаль-
ных областях и в конечном счете объема ледникового стока.

2. Пространственная вариация продолжительности периода та-
ния льда и объемов ледникового стока в бассейнах рек Средней
Азии хорошо описывается возрастающей экспоненциальной функ-
цией средней возвышенной высоты концов ацинов. Такой вид функ-
ции объясняется стремлением к нулю средней продолжительности
периода таяния льда и, следовательно, объема ледникового стока
по мере возрастания абсолютной высоты гляциальной области.

3. Полученные автором аналитические выражения для расчета
коэффициентов вариаций ледникового стока и предсказательности
периода таяния льда, средних многолетних величин вклада лед-
никового питания в годовой и сезонный сток рек Средней Азии
и отношения коэффициентов асимметрии и вариаций позволяют
восстановить многолетний ряд объемов ледникового стока в любом
бассейне Средней Азии, не проводя расчетов по региональной мо-
дели процесса суммарного таяния ледников.

Важным аспектом использования формул (5.3)—(5.5) является
картирование распределения по площади вклада ледникового пита-
ния в годовой сток рек и коэффициентов вариации ледникового
стока (см. приложение IV).

4. В результате анализа нормированных интегральных разност-
ных кривых установлены отличия в продолжительности многолет-
ной и многоводной фаз в многолетнем режиме суммарного таяния
ледников и ледникового стока на Западном Тянь-Шане и в Заилий-

ском Алату по сравнению с Памиром и Гиссаро-Алаем. Важным для водопользования свойством многолетних колебаний ледникового стока в бассейнах рек Средней Азии является одновременность резких пиков на интегральных разностных кривых.

Б. До настоящего времени возможности повышения качества долгосрочных прогнозов водоносности вегетационного периода в бассейнах рек с снегово-ледниковым и ледниково-снеговым питанием игнорировались отсутствием регионального подхода к решению данной проблемы и недостатком информации о многолетних режиме ледникового стока.

Хотя ледниковое питание реки формируется от таяния многолетнего льда и фирна, сезонные твердые осадки текущего года на ледниках оказывают на величину $W_{\text{ли}}$ сильное влияние. Так, при прочих равных условиях обильная зима, как аккумуляция сокращает период таяния льда, и наоборот, а частые летние засухи уменьшают объем ледникового стока. Из сказанного следуют такие основные выводы:

- ледниковый сток связан с величиной сезонной (или годовой) аккумуляции обратной зависимости;
- объем ледникового стока, подобно общему стоку в бассейне, является функцией характеристик аккумуляции и абляции;
- характеристика аккумуляции в гляциальных областях представляет собой потенциальный предиктор для статистического прогноза $W_{\text{ли}}$ в бассейнах с преобладающим выделом индекса аккумуляции в описание дисперсии стока за июль — сентябрь.

В принципе использование зимне-весенних осадков для прогноза $Z_{\text{инт}}$ и $W_{\text{ли}}$ возможно по всем бассейнам рек Средней Азии, где дисперсия составляет не более 10 % от площади, замыкающей гидрометрических створов. Этот вывод также однозначно объясняется тем, что по мере возрастания относительной площади таяния увеличивается вклад ледникового питания в общий сток и его многолетняя изменчивость все больше зависит от колебаний абляции, нежизни аккумуляции.

Таким образом, чем дальше по высоте от ледников находится в бассейне гидрометрический створ, тем легче прогнозировать один и тот же объем ледникового стока, поскольку упрощаются возможности использования обратной связи между ледниковым таянием и питанием реки. А снеговое питание также всего связано с зимне-весенним накоплением осадков.

В конечном счете повышение качества долгосрочных прогнозов водоносности вегетационного периода в бассейнах рек с снегово-ледниковым и ледниково-снеговым питанием, где выполняется также условие $\delta_{\text{ли}} > \delta_{\text{ли}}$, возможно путем раздельного прогноза снеговой и ледниковой составляющих стока.

6. В бассейнах рек Средней Азии установлено отсутствие зависимости между объемами $V_{\text{ли}}$ и $W_{\text{ли}}$ за любые смежные годы. Выявленная в ряде случаев завышенность повторения через 6 лет циклов положительной и отрицательной корреляции является основой

для прогноза $W_{\text{ли}}$ с шести- и четырехлетней заблаговременностью по удлинению интервалов 1-го и 2-го порядков.

Глава 6

Численное моделирование искусственного воздействия на таяние ледников

6.1. Проблема увеличения водоотдачи ледников в условиях Средней Азии

Известно, что ежегодная обеспеченность водой поливных культур в течение вегетационного периода в республиках Средней Азии существенно зависит от сезонного снеготаяния в интервале высот от 2000 до 4000 м. Поэтому в годы с небольшим количеством зимне-весенних осадков в условиях жаркого и сухого кожного лета наблюдается острая нехватка воды для орошения и удовлетворения нужд других потребителей (население, электроэнергетика и промышленность). Именно в это время большое значение приобретает проблема получения дополнительной влаги.

Потенциальными источниками такой влаги являются ледники, многоточные снежники и фирновые поля, расположенные на больших высотах. Увеличить интенсивность процесса на естественного таяния можно, создав более благоприятные условия для поглощения солнечной энергии, так как обычно довольно значительная доля коротковолновой радиации отражается обратно в атмосферу.

Этот вывод хорошо известен и, совершенно бесспорен. Однако простая констатация факта усиления таяния после искусственного снижения отражательной способности снежной или ледяной поверхности еще недостаточна для окончательного решения вопроса о восполнении недостатка воды в засушливые годы. Необходимо точно представлять себе эффективность намечаемого мероприятия, его рентабельность, а также возможные последствия усиленной сработки многолетних запасов снега и льда и регрессионную фазу развития современного горного снеженосия.

Отдельные попытки [99, 110, 229] оценить потенциальный дополнительный объем таяния ледников при условии проведения искусственного воздействия в пределах некоего крупного речного бассейна хотя и учитывают результаты экспериментальных работ по усилению таяния, содержат ряд упрощений и слабо обоснованных положений. Наиболее существенными недостатками являются:

- весьма приблизительное описание процесса таяния и определения его факторов в течение интервала времени (около 2-2,5 месяцев), требующегося для получения значимого результата от воздействия;

— использование в расчетах дополнительного объема таяния ориентированных или произвольно вводимых данных о продолжительности и эффективности однократного запыления поверхности ледника;

— отсутствие рекомендаций по оптимизации методики искусственного воздействия в экологическом смысле и в плане минимизации вредных и необратимых последствий для существования ледников.

Для построения численной модели искусственного воздействия на таяние и ее программной реализации на ЭВМ, похожего моделирования процесса таяния на ледниках, необходимы решения следующих вопросов:

а) обоснование основных положений методики искусственного воздействия (время, место, оптимальная технология, критерий целесообразности мероприятия);

б) оценка влияния запыления на физические свойства делящей поверхности снега и льда и количественная характеристика их изменчивости в пространстве и со временем;

в) определение функции, описывающей интенсивность таяния при различных нормах запыления поверхности ледников;

г) учет влияния летних снегопадов на эффективность искусственного воздействия;

д) расчет движения сезонной снеговой границы на ледниках при условии запыления их языков;

е) реализации принципиально нового требования о минимизации отрицательных последствий от искусственного воздействия для естественного многолетнего режима ледников.

Выполненное в работе исследование проблемы усиления водотоков ледников Средней Азии включает:

— обобщение результатов соответствующих теоретических и экспериментальных работ;

— изложение принятых в модели условий и аналитических выражений, обеспечивающих расчет эффекта регионального воздействия с учетом перечисленных выше требований;

— анализ результатов выполненного моделирования искусственного воздействия на таяние ледников в одном из бассейнов Средней Азии.

1. Проблема искусственного усиления таяния снега и льда в горах имеет ярко выраженный прикладной характер, поэтому выбор места и времени проведения воздействия, очевидно, в существенной мере обусловлен требованиями конкретного потребителя. Поскольку в условиях Средней Азии наиболее значительными по масштабу и важными в народнохозяйственном отношении являются потребности в воде сельского хозяйства, промышленности, гидроэнергетики и населения, возможности осуществления искусственного воздействия на таяние рассматриваются в работе применительно к названным потребителям.

Единственными объектами воздействия на таяние, представляющими потенциальную практическую значимость, являются горные

ледники. В течение периода май—октябрь суммарный объем таяния ледников складывается из объемов таяния зимнего снега, льда и старого фирна. В общую сумму входит также таяние летнего снега, но применительно к проблеме искусственного воздействия снега, выпадающего на зачерпнутую поверхность, следует рассматривать [60, 62, 99, 110, 169, 222, 220] как фактор, полностью устраняющий эффект воздействия или значительно снижающий [12, 260] его.

В настоящее время выход о целесообразности запыления поверхности открытого льда [5, 12, 60, 99, 110, 135, 220, 229] является общепризнанным вследствие:

— значительной естественной запыленности и соответственно низких значений альбедо льда;

— быстрого смыывания талой водой частицы запыляющего вещества с поверхности льда и восстановления естественного альбедо льда.

Таким образом, на леднике достаточно пригодными для зачерпывания остаются площади области питания и зимнего снега, когда он покрывает весь ледник.

По нашему мнению, не следует проводить усиление таяния зимнего снега и фирна или только фирна в областях питания ледников, как предлагается в работах [4, 5, 12, 140], по следующим соображениям:

а) велика вероятность того, что ускоренное против обычного расходования многолетних запасов фирна — источника существования ледников — может привести к необратимой деградации ледника. Эта опасность увеличивается потому, что необходимость в успешном таянии ледников возникнет в маловодные годы, когда бедные вещества в областях питания ледников отрицательный уже вследствие естественного преобладания абляции над аккумуляцией;

б) модуль стока из области питания ледника существенно меньше (в 2–3 раза) модуль стока из области абляции;

в) доставка и распределение десятков тысяч тонн зачерпнутого вещества в области питания ледников на высоты более 4000–5000 м над уровнем моря неизбежно столкнется со сложными техническими проблемами, если ориентироваться на применение самолетов, или потребует огромного количества вертолетов, имеющих ограниченную грузоподъемность.

Что касается времени проведения искусственного воздействия, то по этому вопросу существует две различные точки зрения:

а) запыление ледников следует проводить весной и апрель—май, рассчитывая на сохранение эффекта от воздействия до сентября—октября [4, 5, 60];

б) искусственное воздействие на таяние должно быть приурочено ко времени максимальной потребности в воде, т. е. к июлю—августу [140] или к июлю—августу [12].

В принципе, первый вариант представляется более выгодным, поскольку помимо прочего обеспечивает удлинение периода таяния

льда в области абляции, где естественное альbedo и коэффициент стока практически равен единице.

Учитывая необходимость получения от искусственного воздействия реальных результатов для крупных потребителей, обладающих требованиями к зачерняющему материалу, помимо наличия его в требуемом количестве, являются: дешевизна, высокая способность к устойчивому уменьшению альbedo, отсутствие вредных последствий для природной среды.

Обобщая итоги экспериментов и предварительных расчетов [4, 60, 134, 135, 214, 222, 260], содержащихся в упоминаемых здесь работах, приходим к выводу, что более всего перечисленным требованиям отвечает угольная пыль. В частности, по данным А. А. Крайтера [135], относительная поглощательная способность угольной пыли равна 0,95, серого песка 0,76, черногома 0,66, глина 0,39.

Недостатком угольной пыли как зачерняющего материала является плохая смачиваемость, которая несколько снижает суммарный эффект воздействия. В этом отношении преимуществом перед угольной пылью обладает размолотый черный плак [214], который, как показали эксперименты [12, 135, 214], наряду с угольной пылью может быть использован в качестве зачерняющего материала.

2. Решение вопроса о норме зачернения при проведении искусственного воздействия на таяние с одной стороны определяется вполне понятным стремлением к максимальной эффективности мероприятия, с другой — существует некоторый разумный предел количества пыли, выше которого реализация воздействия в производственном масштабе становится технически невозможной. Так, по мнению В. Л. Шульца [220], в случаях, когда площадь, где производится воздействие, составляет сотни квадратных километров, вряд ли можно всерьез говорить о нормах запыления более 25 т/км².

По предварительным расчетам А. С. Щетиныкова [229], для усиления таяния ледников в бассейне р. Песком на площади 121 км² в течение июля—августа с учетом потерь при запылении необходимо примерно 118 тыс. т угольной пыли, из них 88 тыс. т на зачернение льда и 20 тыс. т на зачернение снега. Для распыления этого громадного количества пыли потребуется 54 тыс. вертолетов-часов и 102 вертолета. Даже если ограничиться запылением одного только снега, техническое осуществление такого проекта искусственного воздействия представляется весьма сомнительным.

Из всех исследованных, занимающих вопросы искусственного воздействия на таяние, самые низкие нормы для зачернения снега на леднике (5 и 10 г/м²) приводит Г. А. Авсюк [4, 5]. По результатам экспериментов в фирмской области ледника Медвежьего, к выводам Г. А. Авсюка присоединяется также А. В. Бажев [12].

Опыты работы в конце апреля — начале мая на сезонном снеге В. Мехтага, Дж. Меймина и Б. Гуделла [261] с различными нормами и видами зачерняющих материалов показали, что оптималь-

ный эффект с учетом расходов был достигнут при норме угольной пыли 34,4 г/м².

Эксперименты В. Л. Шульца с соавторами [222] в июле—августе на снежнике в бассейне р. Алаулыкен выявили, что нормы зачернения порядка 5—10 г/м² дают прибавку таяния до 20 % и более, если начальное альbedo снега составляет 0,45 и более. В работе [222] содержится также весьма справедливый вывод о большом влиянии существенной затмленности снега на эффективность применяемых норм зачернения.

Соответствующие материалы по внутригодовому ходу альbedo поверхности ледника, содержащиеся в разделе 4.1, показывают, что крайняя этого процесса имеет минимум в июле—августе и возрастает к апрелю и октябрю.

Обстоятельное исследование в лабораторных условиях эффективности влияния различных норм запыления на таяние ледяного массива площадью 500 см² выполнено Е. Н. Цыкина [214].

Выводы Цыкина относительно эффективности различных норм зачерняющего вещества сводятся к следующему:

а) чем меньше норма зачернения, тем продуктивнее будет работать каждая частица зачерняющего вещества. В то же время, чем больше норма зачернения, тем быстрее пойдет таяние и тем большее количество талой воды можно будет получить с той же площади в единицу времени;

б) наиболее благоприятным для мероприятий по искусственному усилению таяния следует считать температуры воздуха, близкие к 0°C;

в) при малых нормах зачернения фактическое усиление таяния в большинстве случаев примерно на 50 % превосходит результат, ожидаемый за счет уменьшения альbedo.

По мнению Е. Н. Цыкина [214], И. А. Зотикова [277] и А. В. Бажева [12], это дополнительное таяние обусловлено тепловым воздействием на лед или снег самих частиц пыли, если они расположены друг от друга не ближе радиуса распространения теплового воздействия.

Однако пока неясно, как перейти от лабораторных данных с постоянными параметрами внешних условий (температура радиации, скорость ветра, относительная влажность воздуха) к общим формулам или зависимостям, описывающим эффект воздействия с учетом изменчивости всех метеорологических характеристик. В связи с этим перечисленные здесь выводы Цыкина в численной модели искусственного воздействия на таяние не используются.

Графическое изображение экспериментальных данных по вопросу об эффективности влияния различных норм запыления на альbedo снега и льда представлено на рис. 6.1, взято из работы автора [110]. Из этого графика следует, что эффективность действия запыления растет настолько медленно, что увеличивается его концентрация на 1 м² поверхности. Так, если принять изменение альbedo при зачернении 10 г/м² за единицу, то увеличение нормы угольной пыли в 10 раз даст прирост ΔA_s примерно в 3,3—4 раза.

А 30-кратное увеличение концентрации запыления приводит к возрастанию ΔA_s всего в 7-8 раз.

Таким образом, учитывая имеющиеся оценки эффективности и целесообразности применения различных норм зачернения снега, для численных экспериментов по модели искусственного воздействия на таяние следует ограничиться диапазоном от 5 до 100 г/м².

При назначении или выборе нормы искусственного воздействия на таяние необходимо учитывать неизбежные потери угольной пыли в процессе разбрасывания ее с самолетов или вертолетов. Результаты запыления снежного покрова в горах на площади 24 гектара с самолета АИ-2 сельскохозяйственной авиации пока-

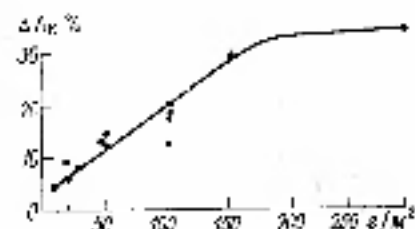


Рис. 6.1. Изменение альбедо поверхности льда (ΔA_s) в зависимости от нормы запыления (A_s).

зали [131] следующие: а) средняя концентрация угольной пыли на поверхности снега составила 34,6 г/м², или 69 % от запланированной нормы 50 г/м²; б) пыль распределилась на склонах весьма неравномерно.

Как видно, потеря при распылении достаточно существенна, что вызывает необходимость дополнительного расходования угольной пыли для получения требуемой концентрации на поверхности ледника.

Эксперименты, выполненные многими исследователями [5, 12, 62, 136, 134, 135, 222, 261, 277], показали, что существенное влияние на искусственное усиление таяния оказывает фракционный состав запылителя. Как выяснилось, наибольший эффект может быть получен, если для зачернения снега использовать угольную пыль или толченый шлак с диаметром частиц от 0,1—0,2 мм до 0,4—0,5 мм.

3. В работе [110] показано, что суточный интенсивность таяния в течение периода абляции имеет вполне определенные пределы, зависящие от географических координат района оледенения. В результате экспериментов установлено, что в большинстве случаев искусственно усиленное таяние отличается от естественного не более чем в полтора раза. Поскольку в маловодные годы дефицит воды для крупных потребителей составляет от нескольких сот миллионов кубометров [110] до нескольких кубокilометров [220], ощутимый эффект от искусственного воздействия на таяние ледников в принципе может быть получен только, если период усиленного таяния составляет не менее 2-3 месяцев.

Для того чтобы в течение всего этого времени обеспечивать усиленное таяние на определенном заранее выбранном уровне, необ-

ходимо периодически повторять запыление ледников. Количество повторных запылений зависит от вида функции ослабления эффекта воздействия, принятого минимального уровня эффекта, технико-экономических возможностей, интенсивности выпадения свежего снега в течение периода воздействия на таяние.

4. Существенной частью проблемы искусственного воздействия на таяние является, по нашему мнению, всестороннее обоснование целесообразности мероприятия. Такое обоснование должно включать: а) технико-экономические расчеты и предварительную оценку рентабельности мероприятия с учетом реальных потребностей воды в маловодные годы; б) комплексную оценку возможных последствий от направленного воздействия на режим ледников; в) условия минимизации возможных отрицательных последствий для естественного режима ледников в результате искусственного усиления их таяния.

Отметим, что перечисленные вопросы пока не были рассмотрены специалистами достаточно полно.

Ориентировочные определения потенциального дополнительного объема и стока, получаемого в результате усиления таяния ледников в пределах отдельных бассейнов [99, 110, 229] и в целом для Средней Азии [140, 220], показывают, что при сделанных в расчетах допущениях мероприятие является либо недостаточным эффектом и экономически невыгодным, либо «помощью непригодным в качестве альтернативы или крупного дополнения к существующим проектам крупномасштабного регулирования стока» [140, с. 15].

Что касается оценки возможных последствий для режима ледников от искусственного усиления их таяния, то мнения специалистов по этому вопросу диаметрально противоположны. Так, Г. А. Амосов считает, что «искусственное усиление таяния ледников можно применять эпизодически — и особенно в засушливые годы, без всякого ущерба для нормального естественного хода эволюции современных ледников» [4, с. 88]. Он же полагает, что на отдельных ледниках, учитывая «инерцию» оледенения, «подпруживающее» ледников, возможно в определенных пределах осуществлять систематическое усиление их таяния.

Другие исследователи [110, 140, 229] оценивают возможные последствия усиления таяния более осторожно и менее оптимистично, чем Г. А. Амосов. Предполагается, что «ускоренное против обычного расходование этих запасов может привести к обратным последствиям, когда сезонный снег, лишившись сдерживающего влияния оледенения, станет таять быстрее и дефицит оросительной воды в июле—августе будет еще больше прежнего» [12, с. 137].

По мнению А. С. Щетинникова [229], искусственное усиление таяния в фирновых областях и маловодный год приведет к потере четырехлетней величины питания, для восстановления которой необходимо получение в течение ближайших четырех лет избыточной нормы, что маловероятно. В конечном счете даже после

однократного усиления таяния ледники могут начать интенсивно деградировать.

К аналогичному выводу пришел и А. Н. Крепке [140], который обратил также внимание на отрицательные последствия смещения верхов границ между зонами в результате зачерпывания ледников.

В плане минимизации возможных отрицательных последствий усиления таяния ледников в самой общей форме названы [110, 140]: создание покрова морены на ледниках, увеличение снегозапасов путем регулирования пикового переноса снега решетчатыми заборами, искусственное увлажнение осадков для восстановления запасов льда. Детальных разработок или расчетов по перечисленным предложениям не имеется.

6.2. Методические основы численного моделирования оптимального воздействия на таяние ледников

На основе анализа показателей внутригодового режима таяния ледников и многолетней изменчивости объемов ледникового стока в гляциальных областях Средней Азии автором сформулированы следующие основные положения оптимального метода интенсификации таяния (119, 129).

1. Искусственное увлажнение водосотдачи ледников следует проводить только в годы, когда максимальная высота сезонной снеговой границы на ледниках близка к средней многолетней. Это условие обеспечивает неперевышение экстремальных при естественном режиме суммарных объемов таяния.

2. Мероприятие необходимо проводить только в апреле—начале мая на площади языков ледников с тем, чтобы ускорить сход зимнего снега с поверхности льда. Эта рекомендация сохраняет нетронутыми области питания ледников и обеспечивает искусственное удлинение периода таяния на площади с достаточно низким естественным альбедо и максимально благоприятными условиями стока.

Есть основания полагать, что дополнительное изъятие стока из гляциальной области, не превышающее максимальной амплитуды его естественных колебаний, не должно привести к отрицательным необратимым последствиям в режиме существования. Этот вывод основан на рассматриваемых в предыдущей главе свойствах автокоррелированных функций процесса $V_{\Sigma}(T)$ и $V_{\Sigma}(T)$, где, в частности, выявлено отсутствие закономерности в чередовании абсолютных значений объемов суммарного таяния V_{Σ} и V_{Σ} при шаге во времени от 1 до 5 лет. Из этого следует, что в любую один из других годов, равновероятны отклонения любой амплитуды и знака от среднего.

Многолетняя изменчивость годовых и десятилетних средних за 6 лет объемов суммарного таяния V_{Σ} и V_{Σ} в бассейне р. Пскем показана на рис. 6.2. Как видно, в многолетнем режиме таяния гляциальной области наблюдаются отдельные годы и целые периоды, когда годовые объемы суммарного таяния не превышают

средних многолетних значений. Поскольку некоторые из этих лет в бассейне р. Пскем относятся к числу маловодных или с пониженной водностью, представляется вполне целесообразным путем искусственного воздействия на таяние усилить объем стока с языков ледников от средних и близких к ним значений до максимальных из всех определенных ранее для естественных условий. Можно полагать, что в отличие от выдвинутых ранее предложений [4] этот вариант получения дополнительного объема ледникового стока,

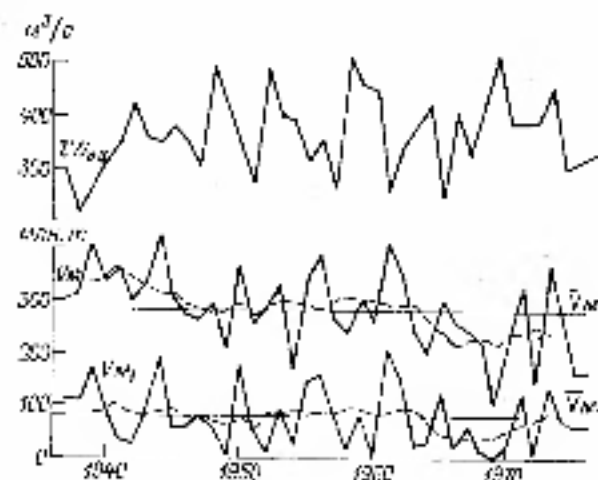


Рис. 6.2. Многолетняя изменчивость стока ($\Sigma W_{г-г}$) р. Пскем в створе Каракумтуз (сумма средних месячных расходов за VI—IX) и объемов суммарного таяния ледников V_{Σ} и ледникового стока V_{Σ} в этом же бассейне.

Прямой линией отмечено десятилетнее среднее по 6-летнему интервалу.

в котором задано превышение максимальных значений V_{Σ} , при обычном режиме таяния, окажется наиболее безвредным для дальнейшего существования ледников.

В качестве примера допустимости одного-двухкратного искусственного увеличения объемов стока с площади языков ледников S_{Σ} возьмем период 1964—1974 гг., когда в бассейне р. Пскем отмечено 3 маловодных года, а суммарное таяние на ледниках снизилось ниже средних многолетних значений.

Принципиально реализуемым способом частичного восполнения дефицита стока в годы с пониженной и минимальной водностью второй половины вегетационного периода является искусственное удлинение продолжительности периода таяния льда на площади S_{Σ} . А это, как показывает сравнение 1947 и 1961 гг. в табл. 6.1, приведет к существенному увеличению ледникового стока.

Ледниковый сток в бассейне р. Песок при различных значениях суммарного таяния

Характеристика года по условиям таяния	Объем таяния	Год	$\frac{W_{\text{бас}}}{(W_0 - W_1)}$	Характеристики стока, мм в сут.				$\frac{W_1}{W_0}$	$\frac{W_2}{W_0}$	$\frac{W_3}{W_0}$	$\frac{W_4}{W_0}$	$\frac{W_5}{W_0}$	$\frac{W_6}{W_0}$	$\frac{W_7}{W_0}$	$\frac{W_8}{W_0}$	$\frac{W_9}{W_0}$
				W_1	W_2	W_3	W_4	W_5	W_6	W_7	W_8	W_9	W_{10}	W_{11}	W_{12}	W_{13}
Максимальный	V_{M_1}	1944	633,7	193,3	235,1	111,3	145,4	50,7	67,9	32,1	54,7	31,0	37,1	17,6		
	V_{M_2}	1951	478,2	210,5	247,3	107,9	150,0	60,1	70,6	29,4	71,3	44,0	51,7	21,5		
Средний	V_{M_3}	1952	491,4	13,7	100,7	40,1	140,8	9,4	71,5	26,5	16,0	1,5	11,4	4,5		
	V_{M_4}	1947	576,5	82,1	149,8	54,8	201,6	40,7	73,8	27,2	35,0	14,2	25,5	9,5		
Минимальный	V_{M_5} V_{M_6}	1960	824,2	9,2	15,1	0	15,1	1,3	100	0	1,8	0,02	1,8	0		

Примечание. $W_{\text{бас}}$ — суммарный сток реки в максимальном разливовом; W_1 — сток от таяния льда в фьрза; W_2 — сток от таяния снега в фьрза; W_3 — сток от таяния снега в фьрза; W_4 — сток от таяния снега в фьрза; W_5 — сток от таяния снега в фьрза; W_6 — сток от таяния снега в фьрза; W_7 — сток от таяния снега в фьрза; W_8 — сток от таяния снега в фьрза; W_9 — сток от таяния снега в фьрза; W_{10} — сток от таяния снега в фьрза; W_{11} — сток от таяния снега в фьрза; W_{12} — сток от таяния снега в фьрза; W_{13} — сток от таяния снега в фьрза.

Требуемый результат может быть достигнут, если, начиная с апреля, искусственно ускорить таяние зимнего снега на площади S_d путем зачерпывания поверхности угольной пылью. Эффективность данного метода получения дополнительного объема ледникового стока с площади S_d зависит от объема аквизитной аккумуляции снега на языках ледников и интенсивности весенне-летних снегопадов. Судя по рассчитанным автором [119] датам начала и конца периода таяния льда в бассейне р. Песок, продолжительность этого периода в предельном случае может быть увеличена на 2—2,5 месяца.

После схода зимнего снега дальнейшее ускорение таяния на площади S_d не имеет смысла из-за низкого естественного альбедо льда и быстрого смыывания угольной пыли талой водой.

Таким образом, получение дополнительного объема ледникового стока, не превышающего естественной амплитуды годовых сумм таяния на языках ледников, будет обеспечено только за счет удлинения периода интенсивного таяния на площади S_d и беспрепятственного поступления талой воды в русло реки.

Как видно, достоинства этого способа состоят в следующем:

- а) почти не затрачиваются области таяния ледников;
- б) мероприятие проводится на площади с максимальными благоприятными условиями стока талой воды;
- в) временное нанесение на поверхность зимнего снега угольной пыли не дает вторичного эффекта и последствия на следующий год из-за смыывания угольной пыли с поверхности льда и высокой естественной загрязненности языков ледников [24, 63, 112];
- г) искусственное удлинение периода таяния льда предлагается проводить только в годы, когда $Z_{\text{зимн}}$ сезонного снега на ледниках близка к средней многолетней высоте границы области таяния. Принципиальная возможность прогноза $Z_{\text{зимн}}$ с необходимой заблаговременностью рассмотрена в разделе 3.1.

Методика расчетов внутригодового (май—октябрь) хода объемов таяния зимнего и летнего снега, оттаявшего льда, льда под морской и старого фирна для всего множества ледников в пределах некоторого бассейна детально изложена в настоящей работе. По мнению автора, региональная физико-статистическая модель процесса суммарного таяния ледников является хорошей основой для разработки численной модели искусственного воздействия.

Ориентировочные оценки [5, 12, 99, 222, 220, 229] эффективности искусственного воздействия на таяние в очень приближенной и условной форме включали также влияние летних снегопадов. Количество случаев с твердыми осадками и их интенсивность, как правило, были заданы произвольно, поэтому полученные выводы имеют недостаточно обоснованный характер.

В модели искусственного воздействия на таяние расчет влияния летних снегопадов на эффективность таяния ледников выполняется по методу, описанному в разделе 3.3, путем определения в координатах x, y слоев выпадения и таяния летнего снега.

Рассмотрим, как отражается нанесение зачерняющих материалов на свойствах деятельной поверхности ледника и на структуре теплового баланса абляции.

Параллельные градиентные измерения на запыленной и контрольной площадках показали [137, 169] заметные отличия между ними в значениях температуры воздуха и влажности водяного пара в приледниковом слое. По данным наблюдений В. А. Маркина на леднике Ортогтер (хребет Тертшей Алатау) «в слое 0,5–2 м разность температур на зачерненной площадке в среднем была на 0,12°C больше, чем на контрольной. В отдельные сроки эта разница достигала 0,5–0,7°C и даже 1°C. Наибольшей она была в относительно сухое время» [169, с. 155].

Аналогичные результаты получили А. А. Крейтер и А. А. Тихановская [137] по измерениям на леднике Баркхак (Западный Тянь-Шань).

В работе автора [102] показано, что даже при неизменных градиентах температуры воздуха и влажности водяного пара испарение и теплообмен могут возрасти в 1,6 раза, если параметр шероховатости запыленной поверхности увеличится от 0,5 до 2 см. А заметное возрастание изрезанности поверхности ледника и средней высоты микронеровностей после зачернения отмечают все авторы, изучавшие вопрос об успешности таяния.

В работе [102] обращается внимание также на то, что искусственное запыление поверхности ледника верооятнее всего вызовет уменьшение эффективного излучения.

К сожалению, современное состояние изученности всех других, кроме альбедо, параметров теплового баланса абляции после запыления пока недостаточно для того, чтобы получить необходимые зависимости в формулы, которые следовало бы включить в численную модель искусственного воздействия на таяние ледников.

Как следует из выражения (2.97), дополнительное поглощение коротковолновой радиации (ΔB_k) зависит от напряжения суммарной солнечной радиации (Q_{Σ}) и от того, насколько удается понизить естественную отражательную способность поверхности ледника

$$\Delta B_k = Q_{\Sigma} (A_k - A_{\Sigma}). \quad (6.1)$$

где A_{Σ} — альбедо зачерненной поверхности. Фактически величина ΔB_k целиком зависит от разности $\Delta A_k = A_k - A_{\Sigma}$, которую будем далее считать характеристикой эффективности искусственного воздействия на таяние, т. е.

$$\frac{M_2}{M} = f(\Delta A_k), \quad (6.2)$$

где M_2 — интенсивность таяния запыленной поверхности ледника.

В принципе интенсивность таяния запыленной поверхности ледника может быть определена двумя различными способами.

Во-первых, на основе (6.1), поскольку для построения численной модели воздействия на таяние принято, что искусственное по-

мещение интенсивности таяния зависит только от измерения альбедо. Тогда, по аналогии с (2.98)

$$\frac{M_2}{M} = \frac{1 - A_{\Sigma}}{1 - A_k}, \quad (6.3)$$

откуда

$$M_2 = M \frac{1 - A_{\Sigma}}{1 - A_k}. \quad (6.4)$$

Исследования показали [137, 277], что необходимые для численной моделирования значения ΔA_k или A_{Σ} могут быть определены аналитически. В частности, рассмотрим поверхность запыленного снега как слой мутной среды. А. А. Крейтер и А. А. Тихановская [137] для расчета A_{Σ} снега получили такую формулу:

$$A_{\Sigma}(n) = \frac{A_k(\infty) [A_k(\infty) A_k(0) - 1] + [A_k(\infty) - A_k(0)] e^{-\alpha E_0}}{A_k(\infty) A_k(0) + 1 + A_k(\infty) [A_k(\infty) - A_k(0)] e^{-\alpha E_0}}, \quad (6.5)$$

где

$$E = \frac{1 - [A_k(\infty)]^2}{A_k(\infty)}, \quad (6.6)$$

n — норма зачернения ($г/м^2$); $A_k(0)$ — альбедо незапыленного снега; $A_k(\infty)$ — альбедо предельно запыленного снега; α — поглощающая величина, характеризующая данную фракцию пыли.

В результате проверки формулы (6.5) на фактическом материале установлено [137], что точность вычисления $A_{\Sigma}(n)$ достаточна для определения эффективности зачернения.

Расчет A_{Σ} может быть выполнен также по уравнению

$$A_{\Sigma} = A_k - (A_k - A_{\Sigma}) \left[1 - \left(1 - 6 \frac{G}{d \gamma_m} \frac{1}{n} \right)^n \right], \quad (6.7)$$

$$n = 6GF / \pi d^3 \gamma_m, \quad (6.8)$$

или

$$A_{\Sigma} = A_k - (A_k - A_{\Sigma}) \left(1 - \exp - 6 \frac{G}{d \gamma_m} \right), \quad (6.9)$$

которые были получены И. А. Зотиковым и Г. П. Моисеевой [277]. Здесь A_k — альбедо естественной поверхности; A_{Σ} — альбедо запыляющего материала; d — диаметр частиц запылителя, G — норма запыления; γ_m — запыленная площадь; γ_m — плотность запыляющего материала. Выполненные для сравнения вычисления A_{Σ} по формулам (6.5) и (6.9) дали сходные результаты.

Во вторых, полагая, что при искусственном воздействии на таяние ледника на его поверхность образуется слой запыленного средней толщиной λ_m :

$$h_2 = \frac{Q}{\rho},$$

где G — норма запыления; ρ — плотность угля или другого материала. Тогда расчет M_0 может быть выполнен по формуле (2.104), так как запыляющее вещество и морена как факторы таяния отличаются только параметрами.

Более обоснованная по сравнению с (6.4) оценка M_0 по формулам, предложенным И. А. Зотиковым и Г. П. Монссеной [277]

$$M_0 = M \frac{1 - A_{\text{из}} - U}{1 - A_{\text{из}} - U} \quad (6.10)$$

$$U = (Q_a + Q_o + Q_g)/Q_n \quad (6.11)$$

не может быть использована в нашей модели искусственного воздействия на таяние ввиду недостатка соответствующих данных для расчета Q_a , Q_o и Q_g (Q_g — поток тепла, расходуемый на нагревание глубинных слоев снега и льда) в масштабе речного бассейна и неопределенности сведений об изменении потоков Q_a , Q_o и Q_g после запыления ледника.

Метод расчета потока тепла, поступающего на поверхность раздела морены (слоя запыления) — поверхность ледника, был разработан Ю. М. Денисовым [54]. При этом пылевая морена рассматривалась как многофазная и многокомпонентная среда. В результате было описано поведение функции $M_0 = f(h_c)$ при различных фракционных составе угольной пыли и относительной покрытости поверхности ледника. Метод Денисова также не используется в нашей модели по тем же причинам, что и предыдущий.

Формулы (6.5) — (6.6) или (6.9) позволяют определять в модели искусственного воздействия на таяние альбедо запыленной поверхности ледника $A_{\text{из}}$ только в день проведения воздействия. С течением времени эффект воздействия ef при норме «п» г/м² на альбедо естественной поверхности ледника A_n ослабевает вследствие того, что в формуле для эффекта воздействия

$$ef(n, z, t) = A_n(z, t) - A_{\text{из}}(z, t) \quad (6.12)$$

при отсутствии летних снеговых покровов A_n является убывающей, а $A_{\text{из}}$ — возрастающей функцией времени t . Вид эмпирических функций $ef(n, t)$, полученных по наблюдениям А. А. Крейтера [135] на леднике Имат, представлен на рис. 6.3.

Обработка данных А. А. Крейтера [135] по изменчивости $ef(n)$ во времени показала, что функция $ef(n, t)$ хорошо аппроксимируется экспонентой

$$ef(n, t) = R_n e^{-K_n(n)t}, \quad (6.13)$$

где $R_n = A_n - A_{\text{из}}$ в день запыления, а зависимость коэффициента K_n от нормы запыления n имеет следующий вид:

$$K_n(n) = \frac{1}{9,39 + 0,15n} \quad (6.14)$$

при условии, что размер фракций угольной пыли равен примерно 0,25 мм. Значения A_n и $A_{\text{из}}$, необходимые для определения R_n при $t=0$, т. е. на дату запыления, получаем по формулам (6.5) или (6.9) и схеме (4.36).

С целью выяснения вида зависимостей $ef(n, t)$ для размера фракций угольной пыли 0,5—1,0 мм в марте—апреле 1980 г. в бассейне р. Дукант были выполнены необходимые измерения альбедо естественной и запыленной поверхностей снега. Экспериментальные

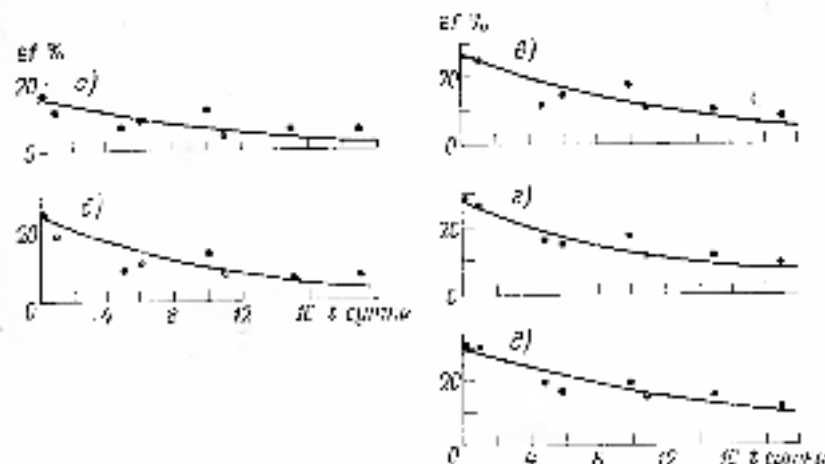


Рис. 6.3. Изменение во времени эффекта запыления (ef) при различных нормах угольной пыли (n , г/м²: а — 10, б — 20, в — 30, г — 40, д — 50).

По наблюдениям А. А. Крейтера на леднике Имат.

площадки размером 4 м² располагались на поверхности, близкой к горизонтальной, на высоте 2,0 км над уровнем моря. Запыление снега производилось сортированной угольной пылью нормами 5, 10, 20 и 40 г/м². Временной ход эффекта воздействия представлен на рис. 6.4.

Как видно, и для другого размера фракций угольной пыли зависимости $ef(n, t)$ имеют экспоненциальный характер, а связь коэффициента $K_n(n)$ с нормой запыления выражается формулой, аналогичной (6.14), но уже с иными параметрами:

$$K_n(n) = \frac{1}{7,11 + 0,25n} \quad (6.15)$$

В модели искусственного усиления таяния ледников зависимость (6.13) использовалась также для определения даты повторного запыления снежного покрова в интервале высот от нижнего края ледника до средней многолетней высоты фирновой границы.

Критерием в данном случае является первая дата в течение расчетного периода, когда выполнено условие

$$ef(Z_n, t) < \lim ef, \quad (6.16)$$

где $\lim_{n \rightarrow \infty} ef = ef^*$ — заданное предельное значение эффекта; Z_n — нижняя отметка интервала высот на леднике, где происходит запыление снега. Общее количество повторений воздействия в модели — не более трех. Если эффект, достигнутый после запыления некоторой нормой, оказался меньше заданного предела, запыление повторяется увеличившим количеством угольной пыли. Увеличение равно начальному значению нормы.

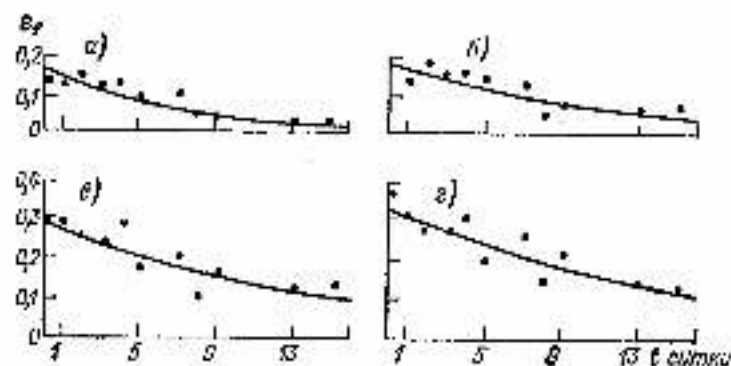


Рис. 6.1. Изменение во времени эффекта запыления поверхности снега сортированной угольной пылью (n т/м²: а — 0, б — 10, в — 20, г — 40).

По наблюдениям автора в бассейне р. Духов. Физико-химический состав угольной пыли 0,5—1,0 мк.

В модели предусмотрено также, что последнее запыление должно быть не позже чем за 15 дней до даты начала таяния льда на высоте Z_n в естественных условиях.

При повторном зачернении поверхности снега на ледниках расчет $A_n(n)$ по-прежнему выполняется по формуле (6.5). Однако вместо $A_n(0)$ в этом случае берется альбедо ранее запыленного снега с учетом изменчивости $ef(n, z, t)$. Иначе говоря, для повторного запыления

$$A_n(0) = A_n(z, t) - ef(n, z, t). \quad (6.17)$$

В модели задано, что повторное воздействие на таяние снега производится на той же площади, как и первоначальное, даже если часть площади льда ледника покрыта выпавшим за день до воздействия или вставшим летним снегом.

Для оценки последствий выпадения весенне-летних снегопадов на эффект искусственного воздействия принята следующая схема:

а) в течение всего времени застывания свежевыпавшего снега на леднике эффект запыления $ef(n, z, t)$ равен нулю;

б) сразу после схождения свежевыпавшего снега $ef(n, z, t)$ равен тому значению, которое было рассчитано по формуле (6.13) за день до снегопада;

в) альбедо свежевыпавшего снега $A_n(z, t)$ после окончания снегопада равно 80 %, далее изменение $A_n(z, t)$ определяется по методу Е. Б. Трофимовой (202);

г) для определения продолжительности задержания свежего снега на леднике рассчитывается баланс накопления и таяния твердых атмосферных осадков, при этом распределение подтопки свежевыпавшего снега в зависимости от высоты местности вычисляется по формуле (4.43).

Расчет движения сезонной снеговой границы $Z_{гс}(t)$ на леднике в течение периода таяния льда при отсутствии летних снегопадов выполняется по формуле

$$Z_{гс}(t) = Z_{гс}(t-1) + \Delta z(t) \beta_d, \quad (6.18)$$

где

$$\beta_d = \frac{M_1}{M} = \frac{1 - A_{гс}}{1 - A_n}, \quad (6.19)$$

а $\Delta z(t)$ характеризует величину подъема снеговой границы за сутки.

Коэффициент β_d введен в формулу (6.18) для того, чтобы учесть ускоренное и сравнимое с естественным таяние запыленного снега и, следовательно, более быстрый подъем по леднику сезонной снеговой границы.

6.3. Результаты численного моделирования искусственного воздействия на таяние ледников

Численные эксперименты по модели искусственного воздействия при различных нормах запыления в апреле зимнего снега на ледниках были проведены за многолетний период (1937—1976 гг.) для бассейна и бассейне р. Пскем. Общая площадь областей абляции на ледниках в этом бассейне составляет 60,5 км².

Начальным этапом моделирования искусственного воздействия на таяние является определение дат обнажения концев ледников $d_{пл}$ и таяния льда после схода запыленного зимнего снега. Результаты расчета $d_{пл}$ в бассейне р. Пскем после зачернения зимнего снега на ледниках различными нормами угольной пыли в годы с небольшим количеством антропогенных осадков (1938, 1950 гг.), зияремальными (1961, 1969 гг.) и средний (1952 г.) по условиям таяния представлены в табл. 6.2 и 6.3. Данные об изменении дат начала таяния льда после искусственного воздействия на ледники в бассейне р. Пскем за весь многолетний период приведены и отнесены по теме IV.29.03 плана НИИ и ОКГ Госкомгидромета. (№ гр 78046626, Ташкент, 1980. Гидрометфонд УзССР КС).

Из анализа изменений сроков начала таяния льда, полученных путем моделирования запыления, можно сделать следующие выводы.

1. Даты схода зимнего снега на ледниках становятся более ранними по мере возрастания нормы запыления. Эта зависимость, как показано на рис. 6.5, является нелинейной. Основным

Таблица 6.2

Начинение дат начала таяния льда после завершения зимнего сезона на водоемах
ледников и бассейне р. Поном (Здесь в днах)

Год; милли-сумма осадков, мм	Всего, мм по разным	Фракция песка, мм	Период выпадения, г/мм							
			6	10	20	30	40	50	75	
1938	1.06	0,25	13/3	17/3	20/2	20/1	21/1	21/1	22/1	
IV—83,4	1.06		13	17	20	20	21	21	22	
V—39,9	2.06		13	14	20	21	21	22	22	
VI—0,9	14.06		13	18	21	23	24	25	25	
VII—11,2	29.06		13	19	24	25	25	26	27	
1938	1.06	0,5—1,0	12/3	13/3	17/2	19/2	20/1	20/1	20/1	
	1.06		12	13	17	19	20	20	20	
	2.06		12	12	14	18	20	20	20	
	14.06		13	13	18	19	19	21	23	
	29.06		10	13	19	22	23	24	26	
1940	7.06	0,25	7/3	7/2	8/1	13/1	17/1	21/1	21/1	
IV—45,4	7.06		7	7	8	13	17	21	21	
V—74,9	8.06		7	8	8	14	14	18	22	
VI—30,9	17.06		9	11	12	14	14	15	15	
VII—10,0	29.06		6	11	15	16	17	21	21	
1952	11.07	0,25	8/3	11/3	14/3	14/2	15/1	15/1	16/1	
IV—292,3	11.07		8	11	14	14	15	15	16	
V—155,2	12.07		7	11	14	14	15	15	16	
VI—66,8	23.07		6	11	13	14	19	20	20	
VII—57,5	8.08		12	12	15	15	15	17	22	
1951	30.05	0,25	10/3	11/2	12/1	13/1	14/1	14/1	14/1	
IV—165,2	30.05		10	11	12	13	14	14	14	
V—35,8	30.05		7	10	11	12	13	13	13	
VI—34,0	4.06		5	5	7	9	10	10	11	
VII—42,5	21.06		16	18	19	20	21	21	21	
1959	12.08	0,25	6/3	7/3	20/3	22/3	23/3	23/3	25/2	
IV—174,5	12.08		6	7	20	22	23	23	25	
V—234,4	16.08		4	8	23	25	25	26	27	
VI—45,6	29.08		4	7	14	19	21	21	22	
VII—149,5	—		—	—	57	66	64	65	75	

Примечания: 1. Результаты, приведенные в таблице, получены при $\text{K}_{\text{изг}}=0,20$; 2. Расчеты для пачки телят в возрасте 4-х и 5-и месяцев после воздействия приведены для каждого года по пяти районам гостранной области в бассейне р. Писма; 3. Знак «+» во второй колонке означает отсутствие телят в возрасте 4-х и 5-и месяцев в гостранной области; 4. Число шестидесяти дробной черты в колонках при затоплении означает количество повторной обработки; 5. Месячные суммы осадков для IV—VII месяцев за указанный период 2,5 мм.

Третья часть

Правда, начального и повторных испытаний при моделировании неустойчивого воздействия на танке ледников и барьерные

Экспериментальное значение	1962 г.		1963 г.		1964 г.		1965 г.		1966 г.			1967 г.			1968 г.			1969 г.			Среднее значение для группы в целом при разл. способах измерения	Среднее значение для группы, т.е. 1
	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2	3			
5	1,04	21,04	3,05	1,04	2,04	14,05	1,04	31,05	2,06	1,04	5,05	9,05	2,04	3,04	14,06	0,30	0,31	0,01				
10	1,04	3,05	0,45	1,04	8,05	—	1,04	3,00	15,06	1,04	9,05	—	2,04	13,06	24,06	0,01	1,21	1,52				
15	1,04	7,05	—	1,04	16,05	—	1,04	15,05	22,06	1,04	—	—	2,04	17,06	28,06	0,91	1,92	2,72				
20	1,04	9,06	—	1,04	—	—	1,04	16,06	24,06	1,04	—	—	2,04	24,06	2,07	1,21	2,42	3,03				
25	1,04	12,05	—	1,04	—	—	1,04	19,06	—	1,04	—	—	2,04	28,06	15,07	1,51	3,03	4,54				
30	1,04	—	—	1,04	—	—	1,04	20,06	—	1,04	—	—	2,04	28,06	15,07	1,82	3,03	5,45				
40	1,04	—	—	1,04	—	—	1,04	24,06	—	1,04	—	—	2,04	2,07	18,07	2,42	4,34	7,26				
50	1,04	—	—	1,04	—	—	1,04	25,06	—	1,04	—	—	2,04	2,07	10,47	3,03	6,05	9,08				
75	1,04	—	—	1,04	—	—	1,04	—	—	1,04	—	—	2,04	15,07	—	4,54	9,08	13,61				

Примечание. Точка означает отсутствие необходимости в повторении запятой, т. е. $\text{sg}(Z_{k-1}) > 0$ ил.

изменения дат $d_{\text{ли}}$ наблюдаются до нормы запыления в 40–50 г/м². Далее, вплоть до 100 г/м², прирост $\Delta d_{\text{ли}}$ в большинстве случаев не превышает одного дня. Таким образом, плевидия безрезультатность применения норм запыления более 50 г/м².

2. Наибольший эффект от искусственного воздействия на ускорение схода зимнего снега и удлинения периода таяния льда (примерно на месяц и более) был получен в 1938, 1946, 1951 и 1956 гг. В остальных случаях частые весенне-летние снегопады существенно ослабили влияние запыления зимнего снега на ускорение

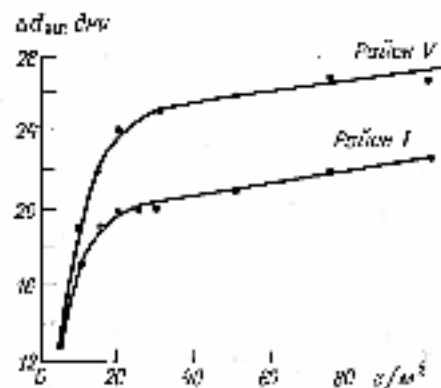


Рис. 6.5. Разность между датой начала таяния льда ($d_{\text{ли}}$) до и после запыления территории в бассейне р. Песем различными количествами угольной пыли.

его таяния. Из этого следует малая рентабельность искусственного воздействия на таяние ледников в бассейнах рек с большим количеством весенне-летних осадков.

3. Как и следовало ожидать, применение угольной пыли с более крупным размером частиц снижает эффективность воздействия для норм от 5 до 30 г/м². По мере увеличения нормы запыления разница в датах для фракций 0,25 и 0,5–1,0 мм становится все менее заметной. Этот вывод делает допустимым использование для воздействия на таяние угольной пыли с разнообразным фракционным составом.

4. Как видно из табл. 6.2, где естественные даты начала таяния льда и их изменение после запыления приведены для возрастающих по высоте пунктов «средних ледников» в районах гляциальной области бассейна р. Песем, эффект воздействия усиливается с увеличением высоты. Причина этого явления объясняется тем, что на больших высотах велико естественное альбедо и, следовательно, эффект запыления более значителен

$$ef(z, z, t) = A_n(z, t) - A_{\text{нз}}(z, t).$$

Отмеченная закономерность в изменении дат $d_{\text{ли}}$ нарушается во время выпадения весенне-летнего снега и его последующего таяния, когда $ef(z, z, t)$ становится равным нулю. Влияние летних снегопадов на $ef(z, t)$ при повторном запылении иллюстрирует рис. 6.6, где показаны распределения по высоте естественного альбедо

снега $A_n(z, t_0)$ и эффекта $ef(z, t_0)$ за день до повторения осадков, альбедо запыленной поверхности $A_{\text{нз}}(z, t_0)$ и эффекта $ef(z, t_1)$ после повторного воздействия 3 июня 1970 г.

Значения $ef(z, t_0)$ были равны нулю в интервале 3,6–3,8 км, потому что на этих высотах еще не стал ранее выпавший летний снег, а в интервале 3,8–3,9 км потому, что в момент времени t_0 на этих высотах выпал свежий летний снег.

Повторное запыление во всем интервале 3,3–3,9 км привело к тому, что несмотря на небольшой прирост ef за время $t_1 - t_0$ на высотах 3,6–3,9 км в целом распределение $ef(z, t_1)$ характеризуется уменьшением эффекта воздействия на этих высотах.

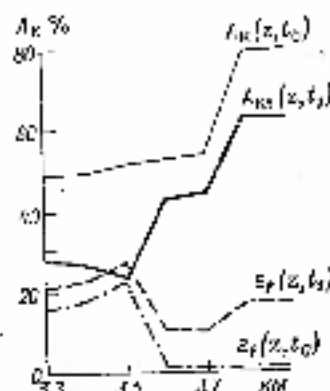


Рис. 6.6. Распределение по высоте альбедо естественное (A_n) с запыленной поверхности ($A_{\text{нз}}$) и эффекта воздействия (ef) перед (t_0) и после (t_1) повторного воздействия.

Бассейн р. Песем, 3 июня 1970 г.

Повторное воздействие описанного явления приводит к отчетливым вышесказанным нарушениям и изменению $\Delta d_{\text{ли}}$ в зависимости от высоты.

Отклонения от закономерности изменения $\Delta d_{\text{ли}}$ с высотой связаны также с разновременностью дат начала таяния льда в районах гляциальной области при отсутствии запыления. Как видно из табл. 6.2, разница во времени между датами $d_{\text{ли}}$ для 1-го и 5-го районов в бассейне р. Песем составляет от 1–2 недель до месяца. Следовательно, таяние запыленного снега на вышеперечисленных ледниках идет в иных метеорологических условиях (осадки, температура воздуха, солнечная радиация) по сравнению с нижеперечисленными и это, несомненно, влияет на изменение $\Delta d_{\text{ли}}$ с высотой.

5. С формальной точки зрения наибольшее изменение $d_{\text{ли}}$ в бассейне р. Песем было получено в 1954 и 1969 гг. Несмотря на это, нецелесообразность искусственного воздействия на таяние ледников имело в эти годы очевидя по следующим соображениям: во-первых, оба года относятся к многоводным, особенно 1969 г., когда дефицит воды отсутствует, во-вторых, для получения значимого результата от воздействия на таяние важно не только увеличение продолжительности периода таяния льда, но и обилие его

длина. Так, в 1938 г. после моделирования заплысения нормой 50 г/м² она стала равной в 5-м районе 120 днам, а в 1954 г. — 62 днам, т. е. самой величине $\Delta d_{\text{н.д.}}$.

6. В табл. 6.2 и 6.3 прослеживается четкая связь количества повторений заплысения и продолжительности эффекта однократного воздействия на уровне не ниже 0,20 с нормой заплысения и интенсивностью выпадения весенне-летних снегопадов.

Если не принимать во внимание обильные осадками многоводные годы, когда нет необходимости в искусственном увеличении объема ледникового стока, то достаточный для производственных нужд эффект воздействия обеспечивает однократное заплысение при норме 30 г/м². С учетом потерь угольной пыли примем окончательное значешие нормы в 50 г/м². В этом случае расход угольной пыли на все ледники бассейна р. Пексм составит округленно 3 тыс. т, что в 35 раз меньше для искусственного воздействия на таяние ледников в том же бассейне по проекту А. С. Шетиншова [229].

Основным итогом качественного моделирования искусственного воздействия на таяние ледников являются оценки потенциального дополнительного объема ледникового стока в годы различные по водности и метеорологическим условиям периода абляции.

Сводные результаты за 1937—1976 гг. численного моделирования искусственного воздействия при норме угольной пыли 30 г/м² на таяние ледников в бассейне р. Пексм и оценки дополнительных объемов ледникового стока относительно объемов $V_{\text{д}}$ суммарного, таяния и W стока р. Пексм (г/п Карангутугай) за июль—сентябрь показаны на рис. 6.7. В табл. 6.4 приведены абсолютные и относительные оценки составляющих дополнительного объема ледникового стока в годы характерные по погодным из гласиальной области. На основе этих материалов сделаны следующие выводы.

1. Одноразовое искусственное усиление таяния зимнего снега на площади языков ледников в бассейне р. Пексм в годы, когда объемы таяния льда под мореной, открытого льда и старого фирна $V_{\text{д}}$ близки к средним многолетним, позволяет увеличить объемы таяния $V_{\text{д}}$ на 80—130 %; при этом объем стока р. Пексм (г/п Карангутугай) возрастает на 7—23 %.

2. В маловодные годы объем стока с заплысевой площади языков ледников в бассейне р. Пексм может быть увеличен на 30—60 %; при этом общий сток р. Пексм за июль—сентябрь возрастает на 7—17 %.

3. Весьма интересны результаты искусственного воздействия на таяние в многоводные, обильные осадками годы. Массовые объемы таяния $V_{\text{д}}$ в бассейне р. Пексм составило от 0,4 до 280 %. Однако, как и следовало ожидать, вклад дополнительного ледникового стока в питание реки в такие годы оказался незначительным — от 0,02 до 4 %. Причина здесь в том, что, несмотря на огромный относительный прирост объема $V_{\text{д}}$, малыми являются абсолютные значения объемов $V_{\text{д}}$, и их роль в суммарном стоке реки в многоводные годы.

Таблица 6.4

Результаты численного моделирования искусственного воздействия на таяние ледников в бассейне р. Пексм в годы, когда сток с площади языков ледников близок к средним многолетним (1937, 1938, 1966, 1971, 1974 гг.) и экстремальным (1939, 1944, 1950, 1961 гг.) значениям

Год	Взросл. зимний сток, км ³	Средние значения по 4-д-м годам			Относительные оценки дополнительного ледникового стока, %					
		абсолютный сток, км ³	относительный сток, км ³	$V_{\text{д}} = V_{\text{д}} + V_{\text{д}}$ $V_{\text{д}} + V_{\text{д}}$	$V_{\text{д}}$	$\frac{V_{\text{д}}}{V_{\text{д}}}$	$\frac{\Delta V_{\text{д}}}{V_{\text{д}}}$	$\frac{\Delta V_{\text{д}}}{V_{\text{д}}}$	$\frac{\Delta V_{\text{д}}}{V_{\text{д}}}$	$\frac{\Delta V_{\text{д}}}{V_{\text{д}}}$
1937	0	14,77	71,33	86,10	70,44	34,3	71,9	1,8	85,3	10,7
1939	50	33,38	127,80	161,18	82,39	17,3	70,4	2,8	97,5	6,8
1950	0	12,10	68,86	80,96	150,61	17,7	71,3	11,0	117,6	22,6
1961	50	26,86	134,27	161,13	82,39	17,3	70,4	2,8	97,5	6,8
1966	0	15,72	95,41	111,13	66,06	3,0	91,2	5,8	77,1	9,3
1971	50	42,35	202,86	245,21	96,42	22,4	73,4	4,2	126,3	12,1
1974	0	10,28	61,45	71,73	102,43	11,8	72,9	15,3	58,1	14,21
1939	50	18,59	132,58	151,17	64,75	30,0	63,9	10,1	33,0	7,21
1944	0	21,68	144,41	166,09	58,42	30,8	53,9	15,3	32,8	6,6
1950	50	34,03	185,8	219,83	117,11	5,8	82,0	12,2	85,6	17,1
1961	0	22,54	135,80	158,34	117,11	5,8	82,0	12,2	85,6	17,1

Примечание. $\Delta V_{\text{д}}$, $\Delta V_{\text{д}}$ — разность между суммарным объемом ледникового стока при заданном искусственном заплысении ледников и при отсутствии, $V_{\text{д}}(0)$ и $V_{\text{д}}$ — соответствующий объем суммарного таяния в ледниковой области в естественных условиях.

4. Изменение дат начала таяния льда на 10—20 дней в сторону более ранних оказалось достаточным для получения вполне ощутимого прироста ледникового стока в годы, когда объемы $V_{ж}$,

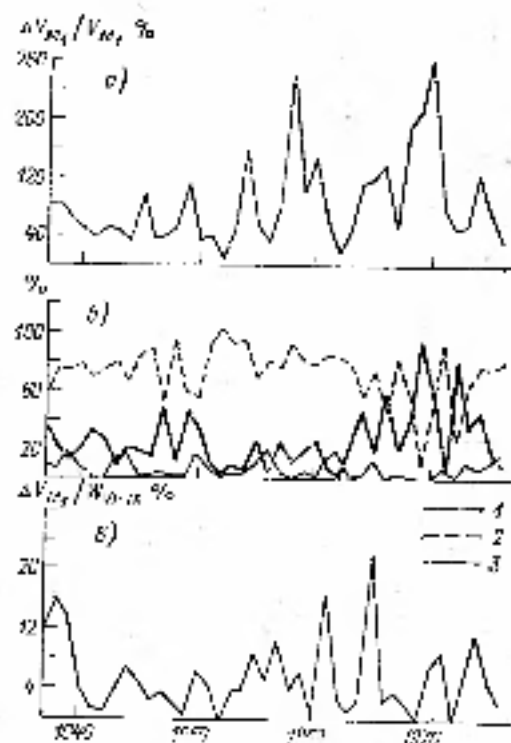


Рис. 6.7. Относительные характеристики дополнительного объема ледникового стока и его составляющих, полученные по результатам моделирования искусственного воздействия на таяние ледников в бассейне р. Пскем.

а — увеличение количества ледяного оседающего естественного режима; б — модель естественного дополнительного объема ледникового стока; в — модель дополнительного объема ледникового стока в общий сток бассейна р. Пскем за июль—сентябрь. 1 — июль, 2 — август, 3 — сентябрь.

близки к средним многолетним значениям; при этом суммарный сток с языков ледников в естественных условиях вместе с дополнительным после искусственного воздействия ни в одном случае не превысил максимального значения $V_{ж}$ за 1937—1976 гг. Таким образом, следует считать доказанной возможность получения значимого в производственном масштабе результата от искусственного воздействия на таяние ледников при условии минимума вредных последствий для их естественного режима.

5. Подавляющая часть дополнительного объема ледникового стока образуется за счет увеличения периода таяния льда под морской и открытой льда. Прирост объема таяния старшего фирна, как видно на рис. 6.7, весьма невелик или равен нулю. Эта особенность метода и численной модели искусственного воздействия на таяние также является фактором, способствующим минимизации вредных последствий для естественного режима ледников.

6.4. Прогноз дополнительного объема ледникового стока и предварительная оценка экономической эффективности искусственного воздействия

Относительные оценки результатов усиления таяния ледников в бассейне р. Пскем в группах лет, когда объемы $V_{ж}$ при отсутствии воздействия были близки к средним многолетним или экстремальным значениям, показали довольно интересные результаты (см. табл. 6.4).

Для выяснения причин этих различий рассмотрим представленные в табл. 6.5 некоторые показатели метеорологических условий периода таяния и другие сведения, характерные по значениям $V_{ж}$ годы.

Как видно из табл. 6.5, при отсутствии воздействия различия между группами лет по объемам ледникового стока, как правило, обусловлены ледниковыми показателями метеорологических условий. Так, в годы, многоводные и целом для бассейна р. Пскем (1949, 1952, 1958, 1960, 1969), средняя за июль—сентябрь температура воздуха ($\bar{\theta}_{VII-IX}$), сумма за июль—сентябрь баллов общей облачности ($\sum C_{VII-IX}$), деленные на относительной ($\sum h_{VII-IX}$) и абсолютной влажности воздуха ($\sum e_{VII-IX}$), суммарному за октябрь—июнь накопленному осадкам ($\sum q_{XVI}$) в большинстве случаев ниже нормы, в маловодные годы (1939, 1944, 1950, 1961) выше нормы, а в средние по значениям $V_{ж}$ годы — близки к норме.

Если же проанализировать изменчивость $\bar{\theta}_{VII-IX}$, $\sum C_{VII-IX}$, $\sum h_{VII-IX}$, $\sum e_{VII-IX}$, $\sum q_{XVI}$ внутри каждой группы, то оказывается, что заметнее всего колеблются суммы баллов общей облачности за июль—сентябрь и значения осадков за октябрь—июнь.

Последнее обстоятельство наиболее существенно, так как позволяет предполагать наличие зависимости между возможным относительным приростом стока в бассейне за счет искусственного воздействия на таяние ледников и суммарных осадков за октябрь—апрель, октябрь—май, октябрь—июнь. Естественно, в других бассейнах период суммирования осадков может быть иной.

Эта практически важная зависимость действительно имеет место и, как показано на рис. 6.8, весьма ее вполне достаточно, чтобы уже в начале мая, располагая данными об осадках на метеостанции Пскем, предсказать возможный дополнительный прирост стока ΔW в бассейне после запавления весной при норме 50 г/м² зимнего снега на площади языков ледников.

752

Год	ΣC ₁ V ₁ - IX млн т	ΣC ₂ V ₂ - IX %	ΣC ₃ V ₃ - IX 10 ³ т	ΣC ₄ V ₄ - VI млн т	V _{н.п.} млн т	ΔC ₁ - ΔC ₂ - ΔC ₃ - ΔC ₄ в тоннах при норме загрузки 30 т/м ²					ΔV _{н.п.} млн т	ΔV _{н.п.} ΣC ₁ V ₁ - IX		
						разн.								
						1	2	3	4	5				
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
1957	18,0	254	119	33,8	546	388	49,6	15,1	15	16	29	14	85,3	10,7
1958	18,9	218	123	27,7	564	308	34,5	12,1	11	12	19	24	97,5	6,8
1955	19,0	275	122	25,9	465	304	199,0	15,1	15	15	8	16	117,6	22,6
1971	19,2	263	113	25,5	670	542	123,3	8,1	8	9	8	14	77,1	9,3
1969	19,6	187	103	23,4	620	553	175,3	9,1	9	10	10	12	58,1	14,2
1944	20,1	122	87	20,2	680	626	136,3	15,1	15	13	18	11	33,0	7,1
1960	19,1	174	103	22,3	540	473	178,2	21,1	21	18	15	21	32,8	6,6
1961	19,0	179	105	23,8	431	378	219,1	14,1	14	13	10	21	35,6	17,2
1940	17,4	922	123	24,8	935	739	0,6	11,1	11	10	11	11	110,5	0,7
1912	16,7	249	122	27,1	1080	960	13,3	15,1	15	15	20	17	8,8	0,1
1968	17,7	266	120	26,9	1137	962	20,4	17,2	17	18	20	27	262,9	3,9
1949	17,7	204	124	25,2	946	836	7,3	13,1	13	14	10	17	142,6	0,9
1939	17,5	373	154	31,5	1582	1373	0,2	29,3	29	26	21	05	0,4	0,02

[illegible]

2. Средние молекулярные массы катионических углеводородных характеристик за 1957-1970 гг. составили: $\bar{M}_n = 14,6^\circ \text{C}$, $\sum C_{\text{гид}} = 236$ барит, $\sum \text{гид-гид} = 121$ н, $\sum \text{гид-гид} = 25,4$ мб, $\sum \text{гид-гид} = 792$ нм, $\sum \text{гид-гид} = 694$ нм.

[illegible]

Аналитическое выражение для прогноза ΔW (в %) для бассейна р. Псков имеет следующий вид:

$$\Delta W = 127,3e^{-0,01639} X - 19, \quad (6.20)$$

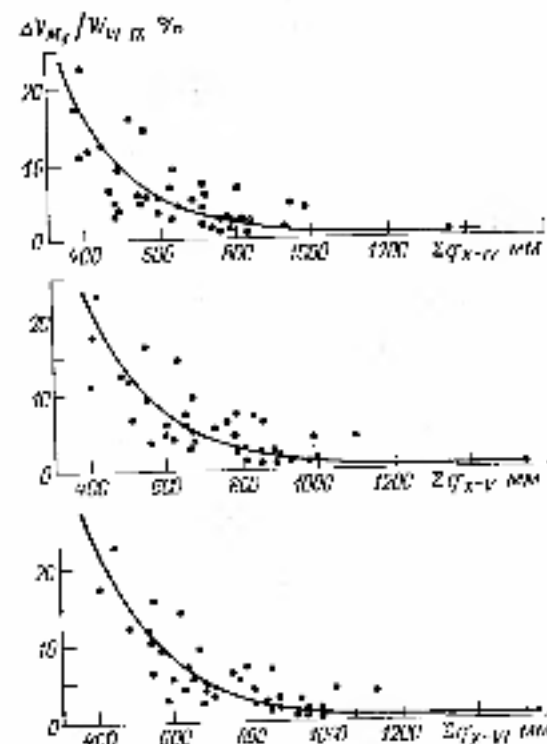


Рис. 6.6. Зависимость дополнительного объема жилищного строительства (в % к строку р. Пенза за 1992г.—миллионы) от сумм вложений на жилищно-коммунальную сферу Пензы. Теснота связи возрастает по мере увеличения периода суммирования.

где q_{Σ} — сумма осадков на метеорологической станции Пскем за период сентябрь—апрель. Коэффициент корреляции для уравнения (6.20) равен 0,78.

По мере увеличения периода суживающихся осадков тексты зависимости $\Delta W = f(\Sigma q)$ возрастает, что позволяет по формуле

$$\Delta W_{\text{max}} = 199.4e^{-0.00639(X-1)} \quad (6.21)$$

получить более точную оценку ΔW для бассейна р. Писка по данным об осадках на метеостанции Писка за октябрь—июнь. Коэффициент корреляции для уравнения (6.24) равен 0,84.

В качестве примера предварительного расчета экономической эффективности искусственного воздействия на таяние ледников в бассейне р. Пскем приведем данные для 1957, 1965 и 1974 гг. По условиям водобеспеченности за июль—сентябрь 1965 г. является экстремально маловодных (объем стока за июль—сентябрь на г/п Карангузлай составил 647,6 млн. м³). Достаточно близко к стоку 1965 г. объемы стока за июль—сентябрь 1957 и 1974 гг. (соответственно 712,4 и 795,0 млн. м³).

Суммарные объемы ледникового стока $V_{\text{лн}}$ и естественных условиях, включающие объемы таяния льда под мореной, оттаявшего льда и старого фирна, в 1957 г. оказались близкими к среднему многолетнему значению, а в 1965 г. несколько выше.

Площадь областей абляции ледников в бассейне р. Пскем составляет 60,5 км². При норме 50 г/м² расход угольной пыли на однократное запыление составляет 3020 т.

При удалении базового аэродрома от района работ на расстояние около 100 км для доставки этого количества пыли на поверхность ледников потребуются 336 вертолето-дней по 7 ч каждый и всего 2350 ч. Таким образом, необходимо не менее 34 вертолетов и течения 10 дней работы. Количество вертолетов можно сократить, если увеличить допустимую санитарную норму полета часов.

Общая стоимость авиаработ на вертолете МИ-8 при загрузке 1,5 т на 1-часовой полет по маршруту г. Чарвак—бассейн р. Пскем составит 1,090 млн. руб.

Стоимость угольной пыли, включая расходы на уголь, перевозку, погрузку, транспортировку, тару равна 0,110 млн. руб. За счет непрелетевших расходов округлим сумму затрат до 1,5 млн. руб. Вероятно, эта сумма является нижним пределом возможных затрат, если учесть отсутствие helicopters и опыта проведения запыления ледников в производственном масштабе.

Численное моделирование искусственного воздействия при норме 50 г/м² на таяние ледников в 1957, 1964, 1974 гг. показало, что возможный дополнительный объем ледникового стока в эти годы составил бы соответственно 76,44; 150,63 и 96,42 млн. м³.

При условии использования всей дополнительной воды для выращивания хлопчатника, оросительной нормой 10 000 м³/га за вегетационный период, средней урожайности хлопка 30 ц/га на площадях 7640, 15060 и 9640 га, орошенных за счет искусственного воздействия, в 1957, 1965, 1974 гг. мог быть получен урожай 22 700, 43 600 и 28 900 т. При средней стоимости 400 руб. за 1 т хлопка [229] общая стоимость урожая на указанных площадях составит по годам 9,150; 18,0 и 11,55 млн. руб.

Таким образом, при благоприятных условиях проведения искусственного воздействия коэффициент экономической эффективности в 1957, 1965 и 1974 гг. оказался бы равным 6,1; 12 и 7,7 млн. руб. а общие суммы доходов соответствовали 7,63; 16,5 и 10,05 млн. руб.

Выполненные здесь предварительные расчеты на примере бассейна р. Пскем показывают, что искусственное воздействие на таяние ледников, проведенное при условии минимизации отрица-

тельных последствий для естественного режима ледников, оказывается экономически вполне рентабельным.

Выводы

1. Численная модель искусственного воздействия на таяние ледников в условиях Средней Азии разработана с учетом требования о минимизации возможных отрицательных последствий для естественного гидрологического режима гляциальных областей. В модели дополнительная подтопдача ледника обеспечивается путем зачерпания в апреле—мае зимнего снега на языках ледников и ускорения его схода, удлинения периода таяния льда, уменьшения естественное альбедо и вследствие этого увеличения объема $W_{\text{ст}}$. Основой для создания модели искусственного воздействия на таяние послужила рассмотренная в главах 1—4 работы физико-статистическая региональная модель процесса суммарного таяния ледников.

Модель искусственного увеличения подтопдачи ледников включает решение следующих вопросов:

а) определение оптимальной технологии воздействия (места и время, норма угольной пыли, критерий допустимости и целесообразности мероприятия);

б) определение функции, описывающей интенсивность таяния при различных нормах запыления поверхности ледников;

в) расчет изменения во времени эффекта воздействия для различных норм и фракционного состава угольной пыли;

г) учет влияния летних снегопадов на эффективность искусственного воздействия;

д) расчет движения сезонной снеговой границы на ледниках после запыления снега в областях абляции.

2. Численные эксперименты по модели искусственного воздействия на таяние при различных нормах запыления были проведены для бассейна р. Пскем за 1937—1970 гг. Отметим ряд методических важных результатов:

— установлено, что заметный прирост продолжительности периода таяния льда после запыления снега на ледниках наблюдается до норм запыления 40—50 г/м²;

— по мере увеличения нормы запыления становится все менее заметной разница в датах начала периода таяния льда ($\Delta d_{\text{ст}}$) при использовании угольной пыли с диаметром частиц 0,25 и 0,5—1,0 мкм;

— закономерности изменения $\Delta d_{\text{ст}}$ с высотой нарушаются из-за различий в интенсивности выпадения и стаивания летнего снега;

и тогда, когда суммы зимне-весенних осадков, летних температур воздуха и баллов общей облачности близки к средним многолетним значениям, для осуществления эффективного искусственного воздействия на таяние достаточно однократного запыления снега на ледниках.

3. Искусственное увеличение водоотдачи ледников в бассейне р. Пекем при условии минимума вредных последствий позволяет увеличить объем ледникового стока на 80—130 %. При этом суммарный сток р. Пекем (г/и Карагипуугай) возрастает на 7—23 %. Подавляющая часть дополнительного объема $W_{\text{ст}}$ образуется за счет увеличения продолжительности периода таяния льда под морепой и открытого льда. Прирост объемов таяния старого фирна весьма невелик или равен нулю. Ориентировочная оценка экономического эффекта от искусственного воздействия на таяние показала, что при условии использования всей дополнительной воды для орошения хлопчатника возможно получение прибыли от 6 до 12 руб на 1 руб расхода.

4. Неосомненное прикладное значение имеет разработанная автором методика прогноза возможного дополнительного объема ледникового стока, образующегося от искусственного воздействия на таяние всего множества ледников в бассейне. Предупреждение в данном случае, как и для прогноза $W_{\text{ст}}$ в естественных условиях может быть только сумма зимне-весенних посадок. Следовательно, для получения соответствующих расчетных формул необходимо, чтобы ведущая роль в описании многолетней изменчивости $W_{\text{ст}}$ и $Z_{\text{лет}}$ в конкретном бассейне принадлежала индексу аккумуляции. Кроме того, с помощью численной модели искусственного воздействия в этом же бассейне следует рассчитать многолетний ряд дополнительных объемов $W_{\text{ст}}$, который затем используется для определения параметров прогностического уравнения.

Заключение

1. Преобладающая часть современных проблем и задач, решаемых гляциологами многих стран, непосредственно связана с изучением и описанием режима ледников, который в зависимости от цели и уровня обобщения исходной информации рассматривается во внутрисуточном, внутригодовом, многолетних и палеогляциологическом временных аспектах. При этом объектами исследования являются составляющие режима в отдельном пункте на леднике, на всей площади отдельного ледника, в множестве ледников с различной иерархией. В число объектов ледниковой гидрологии многие обоснованно включают также бассейн ледника [40, 106, 184].

По достаточно очевидным причинам основная масса непосредственных гляциогидрометеорологических измерений описывает внутритроговой ход элементов режима в отдельных пунктах на ледниках и значительно меньшая ее часть характеризует многолетний режим ледников в целом и ледниковых бассейнов.

Как правило, измерения значения элементов режима оледенения получены на весьма ограниченном количестве отдельных ледников и нередко несопоставимы по времени и по составу показателей. Все это весьма усложняет использование результатов измерений для оценок режима оледенения в целом для хребтов или речных

бассейнов. Попытки захвата оценок режима для всей совокупности ледников, образующих иерархический комплекс, наблюдениями на единичных «репрезентативных объектах» оказались бесплодными, как справедливо отмечается в [95], прежде всего из-за отсутствия однозначного определения репрезентативности.

2. Сводные данные о режиме ледниковых комплексов прежде всего необходимы в гидрологии, поскольку для прогнозов стока и оценки водных ресурсов в бассейнах с ледниково-снежным питанием рек необходимо учитывать суммарное таяние снега и льда в гляциальных областях. Приведем некоторые примеры.

Анализ многолетнего ряда стока р. Роны за вегетационный период, выполненный П. Кассером [247], показал, что сокращение относительной площади оледенения в этом бассейне за 92 года с 17,9 до 13,6 % привело к значимому ухудшению качества расчетов стока за апрель-сентябрь.

Большое прикладное значение расчетов и прогнозов режима таяния ледников имелись показало У. Тентборном [196] при анализе экономической эффективности использования в бассейне р. Колумбия (США), где оледенение составляет всего 0,4 % общей площади. Несмотря на малое относительное значение $S_{\text{л}}$ правильный прогноз потенциального объема таяния и ледникового стока позволяет планировать здесь получение избытка гидроэлектроэнергии и дополнительную прибыль в 9 млн. долларов.

Пример практической разработки прогностической схемы для оптимизации работы насосной станции в бассейне, где находится ледник, приведен в работе Г. Дайера [238]. Схема Дайера включает: расход воды, температуру воздуха, солнечную радиацию, осадки и высоту снеговой линии.

Существенную изменчивость стока с площади оледенения и зависимость его от ежегодного баланса аккумуляции и таяния на ледниках иллюстрируют результаты, полученные Г. Эстрехом [275] для бассейна ледника Нигардсбрек ($S_{\text{л}}=64 \text{ км}^2$, $S_{\text{ст}}=47 \text{ км}^2$). Здесь при положительном годовом балансе оледенения фактически ледниковый сток оказался на 20 % меньше, а в год с отрицательным балансом на 30 % больше, чем сток, вычисленный в предположении стационарности режима ледников.

Таким образом, необходимым и достаточным условием для получения ежегодных оценок $W_{\text{ст}}$ и данных о возможном изменении доли ледникового питания рек является систематический расчет и прогноз элементов режима гляциальных областей.

3. Современное оледенение в бассейнах рек Средней Азии и других горных стран состоит из десятков и сотен ледников разнообразных размеров и форм. Наряду с изучением режима отдельных объектов, основной проблемой гляциогидрологии является получение оценок, характеризующих элементы режима всего множества ледников или гляциальной области в пределах некоторого бассейна рек. Определения внутритрогового и многолетнего режима гляциальных областей, естественно, должны учитывать все основные особенности и закономерности процессов аккумуляции

и абляции, установленные на отдельных ледниках. Это положение представляет собой научную основу разработанного автором метода расчета суммарного таяния ледников как одного из элементов режима гляциальных областей Средней Азии.

Региональная постановка проблемы потребовала соответствующего теоретического обоснования, уточнения и развития известных положений, разработки новых методов для описания процесса таяния на всей площади дискретного множества ледников. Физико-статистическая модель процесса суммарного таяния ледников в ледниковом стоке, разработанная автором для расчета внутригодового и многолетнего гидрологического режима оледенения Средней Азии, включает следующие основные положения:

- статистическую модель гляциальной области;
- способы расчета интенсивности таяния снега, открытого льда и льда под мореной;
- модель движения сезонной цикловой границы по леднику, отражающую внутригодовой режим аккумуляции абляции и гляциальных областей;
- определение продолжительности периода таяния льда и формирования стока на ледниках;
- методы описания и расчета пространственно-временной изменчивости метеорологических характеристик (средняя радиация, температура воздуха, облачность, осадки), определяющих интенсивность таяния снега и льда;
- методы определения ледникового стока и ледникового питания рек Средней Азии.

Исходной информацией для расчета суммарного таяния ледников и ледникового стока в конкретном бассейне являются стандартные измерения температуры воздуха, осадков и общей облачности на метеорологических станциях и данные по морфометрии ледников из Каталога ледников СССР.

В постановке проблемы и ее решении не предусмотрен расчет испарения с поверхности ледников в течение периода абляции. Хотя несложные для реализации методы оценки интенсивности и суммарного испарения имеются [101, 152, 258], связано это с недостатком непосредственных измерений для определения параметров региональных эмпирических формул.

Особенность рассматриваемой в работе проблемы состоит в том, что сведения о режиме таяния и стока в гляциальных областях можно получить только расчетным путем. Это предъявляет высокие требования к обоснованности всех этапов расчета и позволяет считать разработку методов расчета и прогноза внутригодового и многолетнего режима элементов водно-ледового баланса в гляциальных областях крупной научно-прикладной проблемой гляциогидрологии, имеющей ряд существенных отличий от аналогичных задач для ледниковых частей бассейнов. В качестве примера назовем дискретность оледенения, значительную вариацию по высоте изыма и фронтовых областей, асинхронность гидрологического режима ледников, различные обратные связи между опреде-

лениями и окружающей средой, специфику процессов аккумуляции и таяния на ледниках.

4. На основе анализа и обобщения результатов расчета внутригодового хода и многолетнего режима составляющих V_{Σ} и W_{Σ} в гляциальных областях Средней Азии автором получены новые выводы, разработаны методы расчета и прогноза характеристик режима суммарного таяния ледников и ледникового стока. Отметим наиболее важные.

а. В бассейнах рек Сырдарьи и Амударьи определена значимость индексов аккумуляции и абляции для описания многолетних изменений Z_{Σ} и ледникового стока.

б. Получены региональные зависимости и формулы для определения вклада ледникового питания в годовой и сезонный сток рек Средней Азии и Кавказа. В бассейнах рек Сырдарьи и Амударьи определена доля ледникового питания, построены карты распределения вклада ледникового питания в годовой и сезонный сток рек.

в. Определены статистические параметры (среднее, коэффициент вариации, отношение C_v/C_m), авто- и кросс-корреляционные функции многолетних рядов суммарного таяния ледников и ледникового стока в бассейнах рек Средней Азии. Установлено, что пространственная изменчивость коэффициентов вариаций W_{Σ} и T_L хорошо описывается возрастающими экспоненциальными функциями средней взвешенной высоты долов ледников. Построены карты распределения коэффициентов вариации ледникового стока в бассейнах рек Памиро-Азия.

Результаты, перечисленные в пп. б и в, позволяют в любом подбассейне упрощенным методом восстановить кривые распределения объема ледникового стока и его вклада в питание реки.

г. Получено общее решение задачи о долгосрочном прогнозе продолжительности вегетационного периода на реках со снегом-ледниковым и ледниково-снеговым питанием. Получены зависимости и формулы для раздельного прогноза снеговой и ледниковой составляющих стока в бассейне.

д. На основе региональной физико-статистической модели суммарного таяния ледников и ледникового стока разработана численная модель оптимизации искусственного воздействия на таяние всего множества ледников в бассейне. В модели искусственного воздействия принимаются возможные отрицательные последствия для гидрологического режима оледенения и затраты на увеличение водосточности ледников. Разработан также метод прогноза дополнительного объема ледникового стока искусственного при воздействии на таяние ледников.

5. Исследования возможностей применения метода расчета суммарного таяния по всей территории оледенения Средней Азии показали привлекательность его для современных условий режима в большинстве гляциальных областей.

Недостатки метода и погрешности расчета связаны в основном с ограниченностью данных и информации и гидрометеорологических процессах в высокогорных зонах и на ледниках. Здесь следует

назвать: ограниченность размерности (высоты, ширины) решаемой задачи, невозможность хорошего обоснования и детализации сложной пространственно-временной экстраполяции и интерполяции осадков, температуры воздуха и облачности в горах. Есть основания полагать, что определенная часть погрешностей, возникающих вследствие использования приближенных решений, компенсируется при суммировании результатов расчета таяния за месячные интервалы времени.

По мнению автора, дальнейшее совершенствование методики определения режима гляциальных областей может быть достигнуто при включении в расчетную схему ряда оперативных исходных данных, получаемых с помощью спутников. Назовем здесь сведения о движении сезонной снеговой границы, оценки альбедо поверхности снега и льда, уточненные данные о распространении морены на ледниках и об изменении количества и площади ледников.

ПРИЛОЖЕНИЯ

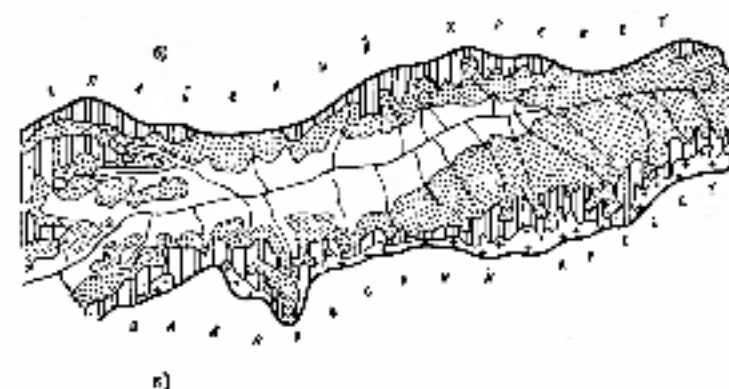
Морфометрические характеристики оледенения, площадь $I_{\text{до}}$ и доли ледникового питания в годовом стоке рек Средней Азии

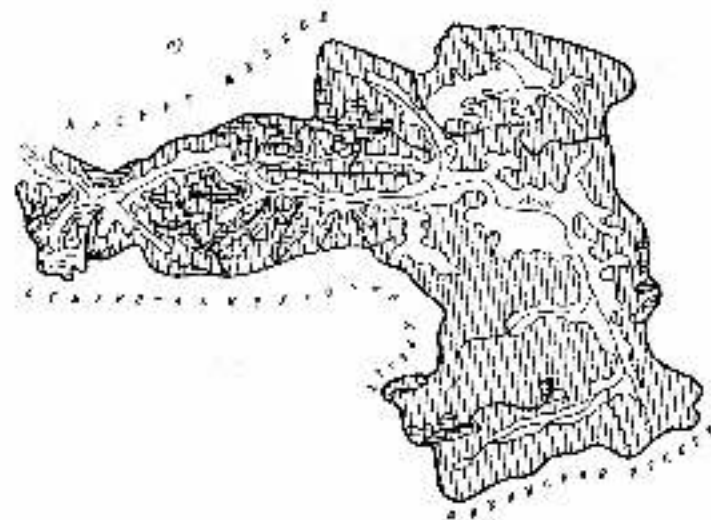
Река—гидроствор	$S_{\text{до}}$ км ²	$S_{\text{лп}}$ км ²	$Z_{\text{ср. до}}$ км	$\frac{S_{\text{лп}}}{S_{\text{до}}}$ %	$\frac{W_{\text{лп}}}{W_{\text{до}}}$ %	$\frac{W_{\text{лп}}}{W_{\text{до}}}$ %
Бассейны рек Талас, Чу, Сарыджас и оз. Нослак-Куль						
Асса	2720	44,0	2,410	1,6	<10	13
Куркүрсү — с. Чоңжурган	451	30,4	2,870	8,7	44	27
Карабуура — усть. Коксай	797	25,2	2,570	3,2	<10	13
Урнарал — с. Октябрьское	1120	35,8	2,670	3,2	<10	13
Талас — с. Карсой	2450	70,0	2,680	1,9	<10	13
Талас — с. Гродневка	9200	120,7	2,200	1,3	<10	13
Чимкент — Чимкент	107	16,7	3,040	10,0	52	30
Карабелты — с. Сосновка	577	20,0	2,910	3,6	<10	13
Аксу — с. Чоңарал	426	35,3	3,060	8,3	42	25
Сукунди — с. Белыорак	351	57,6	3,110	16,3	72	41
Джаланман — впа. Чинаева	138	12,1	2,630	7,9	40	25
Алакедин — устье р. Чоңжурган	317	74,2	3,290	23,4	82	50
Иссыката — с. Юркенка	546	71,8	3,130	13,2	65	36
Керей — лесной жордан	256	19,9	2,930	7,8	36	24
Панк — лесной жордан	407	31,0	2,940	6,8	20	18
Чу — Кочкорка	5370	213,0	2,840	4,0	<10	13
Каракумгур — с. Сарыбулак	1240	27,3	3,100	2,2	<10	13
Джуанарык — Кунбей	2230	30,0	3,100	1,3	<10	13
Чоңкент — устье	1890	111,6	3,010	5,9	15	16
Кичикент — с. Итыла	215	132,3	2,680	70,8	98	75
Чу — Бурундыйский мост	9370	948,1	2,890	10,1	52	30
Актарек — ИТС	596	25,9	2,610	4,2	<10	13
Алсай — с. Коксай	343	46,1	3,170	13,3	63	36
Тон — с. Турсу	244	34,9	3,350	14,3	63	38
Токтор — устье р. Коксай	296	20,1	3,200	6,8	20	18
Берекет — устье р. Саян	346	35,1	3,430	10,4	55	32
Чонджарык — лесной жордан	128	13,1	3,520	10,2	63	31
Кичикжарык — К. Джарык	107	8,6	3,190	6,0	40	25
Актарек — с. Актарек	40	6,7	3,050	15,5	71	40
Джууку — устье р. Джуукучак	516	49,2	3,290	9,5	50	29
Чоңкент — лесной жордан	302	43,3	3,220	14,7	62	38
Джуктогуз — лесной жордан	330	34,5	3,130	10,4	55	32
Каракол — устье р. Кичикент	325	39,5	3,620	18,3	73	43
Аксу — устье	210	70,3	3,470	22,5	89	50
Турсу — лесной жордан	330	34,4	3,410	10,4	55	32
Джуктогуз — с. Михайловна	2060	100,7	2,840	5,3	10	15
Чоңкент — с. Гродневка	303	63,6	3,410	21,2	79	47
Чоңкент — с. Чоңкент	111	10,3	3,300	9,3	49	29
Чоңкент — с. Чоңкент	77	6,1	3,470	7,9	40	25
Чоңкент — с. Курган	2250	406,6	3,600	17,8	75	43
Куба — устье	817	216,6	3,650	26,3	85	51
Сарыджас — ниже устья	2800	564,8	3,040	20,9	79	47
Иссык — устье	1750	945,1	4,380	54,1	90	70
Бассейн р. Сарыджас						
Гокен — устье	2230	127,8	2,600	4,5	<10	13
Чаткал — устье р. Терс	4230	49,1	2,780	1,1	<10	13
Чаткал — с. Чаткал	7110	51,2	2,610	0,7	<10	13
Каригол — устье	1180	60,7	3,170	5,1	10	15

Рекa—широта	$S_{\text{вод}}$ км ²	$S_{\text{гид}}$ км ²	$L_{\text{гид}}$ км	$\frac{S_{\text{гид}}}{S_{\text{вод}}}$	Виды АВ %	$\frac{L_{\text{гид}}}{L_{\text{вод}}}$
Кокмерсе — выше устья р. Қарашол	2 410	30,2	2,930	1,3	<10	<13
Кокмерсе — к. Арал	5 290	94,0	2,920	1,8	<10	<13
Чышан — 5,5 км выше устья р. Б. Чышан	908	10,7	2,890	1,2	<10	<13
Узунжол — устье р. Устасай	1 790	15,8	2,360	0,9	<10	<13
Оларча — выше устья р. Отуу	817	10,6	3,270	1,3	<10	<13
М. Нарын — устье	3 870	344,7	3,500	8,9	45	27
Алабуға — к. Қошкөбе	3 710	119,3	3,710	3,2	<10	<13
Нарын — т. Нарын	10 502	1245,9	3,570	11,9	61	34
Құршаб — с. Гүлжа	2 060	16,8	3,010	0,8	<10	<13
Тар — к. Чалва	3 640	68,0	2,810	1,6	<10	<13
Қарақұдық — к. Анташ	407	25,6	3,250	2,6	<10	<13
Исфайрам — с. Ушарған	2 220	102,2	3,220	4,6	<10	<13
Қырғызата — к. Қырғызата	298	31,4	3,240	10,5	55	32
Айбұра — к. Палап	2 250	113,9	3,130	5,0	10	15
Аксу — усть. Далан	712	23,3	2,500	3,3	<10	<13
Ходжабалықтар — к. Ақарқан	1 740	51,9	2,800	3,0	<10	<13
Исфара — Ташкентрух	1 660	129,7	3,170	8,3	40	25
Сок — к. Сарыақша	2 490	253,4	3,480	10,2	82	30
Шатқардан — к. Шаулық	1 300	47,7	2,620	3,7	<10	<13
Арыс — к. Юсупов	4 080	35,8	1,050	0,9	<10	<13

Таскент р. Амудары

Мунжу — Далекар	6 550	2120,0	4,540	31,5	88	58
Обихазар — Сангвор	1 030	171,5	3,910	16,6	73	42
Обихазар — Сангвор	1 680	433,4	3,980	23,0	82	50
Обихазар — Тавалыдар	5 390	712,0	3,590	13,2	65	36
Ягулек — Мотран	1 940	361,9	3,920	15,6	75	43
Ван — Ван	1 920	352,0	3,780	18,3	76	44
Қудара — устье	4 500	622,0	4,480	13,8	66	37
Биртан — к. Токтаман	3 480	73,9	4,490	2,4	<10	<13
Везит — к. Барзалан	100	15,5	4,460	15,5	70	30
Лавгар — устье	335	52,8	4,670	15,7	71	40
Шахдара — Хабост	4 180	171,1	4,160	4,1	<10	<13
Гут — Дамур	2 800	27,3	4,410	6,9	<10	<13
Обихазар — устье	705	12,3	3,260	1,7	<10	<13
Гут — с. Хор	13 703	634,2	4,170	4,6	<10	<13
Сардаб — к. Рамит	1 190	32,4	2,890	2,7	<10	<13
Вароб — Гушар	716	36,1	3,050	5,0	10	18
Эндан — Эндан	181	10,7	3,130	5,4	11	16
Снака — Снака	170	12,3	3,303	7,0	23	19
Сорве — Рамит	1 260	30,9	2,820	2,5	<10	<13
Кафранган — Синар	3 040	61,4	2,640	2,1	<10	<13
Сарбег — Сангвалда	1 760	105,0	3,140	6,0	11	16
Нитаукуль — к. Ярмак	534	61,8	3,310	11,0	59	33
Қызыл — Домбрат	6 370	649,0	3,540	7,7	34	23
Қызыл — с. Дарзатқурган	5 630	629,6	4,500	9,2	52	30
Алтилар — выше устья р. Тур	350	56,5	4,170	16,1	71	40
Зеравшан — к. Дехан	780	228,6	3,820	23,0	87	56
Зеравшан — устье р. Фандар	4 650	479,2	3,330	10,3	56	32
Зеравшан — Душан	10 200	655,7	3,160	6,4	20	18
Фандар — устье	3 230	123,6	3,270	3,8	<10	<13
Ягноб — к. Танган	1 490	33,7	3,350	2,3	<10	<13
Хаваржа — с. Лепан	170	26,1	3,660	15,3	70	39
Сарытаг — устье	537	43,6	3,480	8,1	43	26
Малган — к. Суджик	1 100	10,3	2,660	0,9	<10	<13





Распределение по площади толщи среднего многолетнего ледникового питания в годном стоке рек Муксу (а), Кизилсу (б), Бартаг (в), Кузара (г) и Мургаб (д).

Приложение III
Ледниковый сток в бассейнах рек Малая Андштетника, Алашань, Пскем, Исфара при различных значениях суммарного тария

Бассейн	Долгота	Средняя температура в столбе	Год	Характеристики ледникового стока, мм					$\frac{W_{\text{л.ф.}}}{W_0} \%$	$\frac{W_{\text{л.}}}{W_0} \%$	$\frac{W_{\text{г.}}}{W_0} \%$	
				$\frac{W_{\text{л.ф.}}}{W_0} \%$	$\frac{W_{\text{л.}}}{W_0} \%$	$\frac{W_{\text{г.}}}{W_0} \%$	$\frac{W_{\text{л.ф.}}}{W_0} \%$	$\frac{W_{\text{л.}}}{W_0} \%$				$\frac{W_{\text{г.}}}{W_0} \%$
р. Андштетника	Максимальная	$V_{\text{л.}} : V_{\text{г.}}$	1944	6,0	9,0	8,3	17,3	48,0	52,0	31,0	48,0	
	Средняя	$V_{\text{л.}}$	1971	3,4	9,7	4,4	14,1	31,2	63,8	24,1	31,2	
		$V_{\text{г.}}$	1955	2,8	4,4	5,0	9,4	53,2	46,8	23,8	53,2	
	Минимальная	$V_{\text{л.}}$	1972	1,1	9,9	3,0	5,9	50,8	49,2	18,6	50,8	
		$V_{\text{г.}}$	1958	0,4	1,9	4,1	6,0	58,3	31,7	6,7	58,3	
р. Алашань	Максимальная	$V_{\text{л.}} : V_{\text{г.}}$	1989	44,6	67,6	24,8	92,4	30,9	73,2	48,3	30,9	
	Средняя	$V_{\text{л.}}$	1970	17,8	45,5	27,4	72,9	37,5	62,4	24,4	37,5	
		$V_{\text{г.}}$	1971	20,3	47,1	26,4	73,5	35,9	64,1	27,6	35,9	
	Минимальная	$V_{\text{л.}}$	1972	20,7	48,0	21,3	61,3	33,1	66,9	31,0	33,1	
		$V_{\text{г.}}$	1968	6,1	49,9	35,8	84,8	42,2	57,8	7,2	42,2	

Бассейн	Векторы	Объем таяния и стока	Годы	Компоненты ледникового стока, млн. т					$\frac{W_{\Sigma}}{W_0} \%$	$\frac{W_{\Sigma}}{W_0} \%$	$\frac{W_{\Sigma}}{W_0} \%$
				W_{Σ}	W_A	W_n	W_0	W_{Σ}			
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
р. Пскем	Максимальные	V_M	1944	196,3	235,1	111,3	346,4	50,7	67,9	32,1	
		V_M	1961	210,5	247,3	101,0	350,3	60,1	70,6	29,4	
	Средняя	V_M	1962	95,4	101,7	40,1	140,8	18,8	31,6	28,5	
		V_M	1947	82,1	146,8	64,6	291,6	40,7	72,8	27,2	
	Минимальные	V_M ; V_{M_1}	1969	0,2	15,1	0	15,1	1,3	100	0	
р. Ифори	Максимальные	V_M	1961	154,3	313,1	99,0	412,1	37,4	70,0	24,0	
		V_M	1967	189,3	372,4	96,4	368,8	45,9	73,9	26,1	
	Средние	V_M	1968	92,6	302,0	68,6	260,6	35,5	77,6	22,5	
		V_M	1965	66,7	317,6	57,6	275,2	24,2	70,1	20,9	
	Минимальные	V_M	1969	3,1	123,6	32,4	153,9	2,0	70,2	20,8	
		V_M	1970	2,3	133,3	49,1	184,4	1,2	73,4	20,6	

Примечания. W_{Σ} — сток от таяния льда и фирна, W_A — сток от таяния снега и льда из зоны ледника, W_n — сток от таяния на площади S_0 области питания, W_0 — суммарный сток от таяния в исследуемой области.



Коэффициенты таяния ледникового стока в бассейнах рек Памира-Алай.

Список литературы

1. Абаляев Т. С. Некоторые вопросы расчета гидрографии горной реки.— *Материалы и гидрология*, 1976, № 7, с. 56—53.
2. Абаляев Т. С. Ледниковая составляющая стока р. Вахит.— *Труды Гидрометцентра СССР*, 1980, вып. 223, с. 8—17.
3. Абаляев Т. С., Калачев А. В., Канушкин В. Г. О расчетах талого стока горной реки с использованием коэффициента сглаживания (по данным наблюдений и расчетных гидрологических бассейнов р. Варзоб).— *Труды Гидрометцентра СССР*, 1974, вып. 138, с. 68—73.
4. Авсюк Г. А. Искусственное увеличение таяния льда и снега горных ледников.— *Труды ИААН СССР*, 1963, вып. 56, с. 5—43.
5. Аликс Т. А. Искусственное увеличение таяния горных ледников с целью увеличения стока рек Средней Азии.— *Изв. АН СССР. Сер. геогр.*, 1962, № 5, с. 83—88.
6. Ахмедов Н. Н., Абрамзон Н. М., Колосов В. Т. Анализ пространственно-временной изменчивости метеорологических факторов стока рек Средней Азии в экстремальные по водности годы.— *Труды САННИИ*, 1973, вып. 3(54), с. 51—92.
7. Алексеев Г. А. Обобщенные методы выравнивания и нормализации гидрологических связей.— *Л.: Гидрометиздат*, 1971.— 163 с.
8. Алексеев Г. А. Методы оценки случайных погрешностей гидрометрической информации.— *Л.: Гидрометиздат*, 1975.— 56 с.
9. Артаков П. П. Тепловой баланс поверхности ледников Средней Азии (ледники Ферганы, Зеравшанский, Гиряк).— *Гляциологические исследования*, 1964, № 13, с. 120—125.
10. Артаков П. П., Дроздов О. А. О влиянии таяния льда и снега с близкой пороговой высотой радиации на ледники Средней Азии (ледники Ферганы, Зеравшанский, Гиряк).— В кн.: *Успехи советской гляциологии*. Фрунзе, 1969, с. 99—104.
11. Архипов О. М., Геткер М. И. Расчет и распределение дат образования и разрушения устойчивого снежного покрова на территории Памиро-Алаха.— *Труды САННИИ*, 1962, вып. 95(176).
12. Баженов А. Б. Закономерности таяния искусственно залыменой поверхности ледника.— *Материалы гляциологических исследований*. Хроника. Обсуждения, 1973, № 21, с. 124—135.
13. Вейдт Д., Пирсон А. Измерение и анализ случайных процессов.— *М.: Мир*, 1974.— 463 с.
14. Богданова Л. Ф., Геткер М. И. Статистический анализ и учет влияния орографии при расчетах осадков на Тянь-Шане.— *Труды САННИИ*, 1975, вып. 25(106), с. 116—143.
15. Бокс Дж., Джекинс Г. Анализ временных рядов, прогнозы и управление.— *М.: Мир*, 1974, вып. 1, 2.— 408 с.— 193 с.
16. Борзенкова И. И. О некоторых закономерностях изменения климатических гидрологических и тепловых балансов в горных районах.— *Труды ГГО*, 1965, вып. 172, с. 186—188.
17. Борзенкова И. И. Математическое моделирование формирования снежного покрова и расчет поступления воды на поверхность горных бассейнов.— *Труды САННИИ*, 1968, вып. 39(54), с. 37—43.
18. Борзенкова И. И., Денисов Ю. М. Модель поступления воды на поверхность горного бассейна и некоторые результаты ее проверки на бассейнах рек Зиндидеги Тянь-Шаня.— *Труды САННИИ*, 1970, вып. 52(67), с. 3—20.

19. Вайнов А. Н. К расчету высоты снеговой линии на горном водосборе.— *Материалы и гидрология*, 1966, № 4, с. 46—49.
20. Вайнов А. Н. Точность определения снегозапаса в горном бассейне.— *Труды ЦИП*, 1966, вып. 148, с. 143—149.
21. Вентцель Е. С. Теория вероятностей.— *М.: Наука*, 1964.— 578 с.
22. Виноградов Ю. С. Гляциальные профильные площади и снежные типы.— *Л.: Гидрометиздат*, 1977.— 154 с.
23. Владимирова Л. А., Джипахисели А. И., Зикаришвили Н. П. и др. Гидрологические карты Большого Кавказа для Атласа свежелодежных ресурсов мира.— *Материалы гляциологических исследований*. Хроника. Обсуждения, 1981, № 40, с. 116—127.
24. Владимирова Л. А., Джипахисели А. И., Зикаришвили Н. П. и др. Гидрологические карты Большого Кавказа для Атласа свежелодежных ресурсов мира.— *Материалы гляциологических исследований*. Хроника. Обсуждения, 1981, № 40, с. 116—127.
25. Владимирова Л. А., Крейтер А. А., Тихановская А. А. Опыт расчета объема талых вод с поверхности ледников.— *Труды САННИИ*, 1975, вып. 27(108), с. 54—61.
26. Волосинин А. П. Тепловой баланс поверхности высокогорных ледников и ледяных террас.— *М.: Наука*, 1966.— 148 с.
27. Волосинин А. П., Исаев И. П. Таяние ледников южного склона Центрального Кавказа.— *Материалы гляциологических исследований*. Хроника. Обсуждения, 1976, № 26, с. 66—67.
28. Гаврилов М. К. Радиационный и тепловой баланс леденящегося снежного покрова.— *Гляциологические исследования*, 1964, № 13, с. 97—105.
29. Геткер М. И. О статистической структуре таяния снега в Средней Азии.— *Труды САННИИ*, 1973, вып. 3(54), с. 100—107.
30. Геткер М. И. Снежные ресурсы Памиро-Алаха.— *Труды САННИИ*, 1963, вып. 105(180).
31. Геткер М. И., Глазырин Г. Е., Емельянов Ю. П. Влияние некоторых элементов орографии на распределение осадков в горных бассейнах.— *Труды САННИИ*, 1972, вып. 62(77), с. 30—38.
32. Глазырин Г. Е. Абляционные морены как источник информации о процессах, происходящих в ледниках.— *Метеорология и гидрология*, 1969, № 2, с. 71—77.
33. Глазырин Г. Е. Физическое состояние осадков в горах в зависимости от средней температуры воздуха.— *Метеорология и гидрология*, 1970, № 1, с. 35—34.
34. Глазырин Г. Е., Анохина Н. В. Время наступления максимума осадков на территории Средней Азии.— *Труды САННИИ*, 1978, вып. 69(166), с. 43—50.
35. Глазырин Г. Е., Геткер М. И. Ошибки при расчете снегозапаса в горах, вызванные неучетом влияния орографического распределения осадков с высотой местности.— *Труды ГГО*, 1972, вып. 167, с. 50—53.
36. Глазырин Г. Е. О моделировании стока с ледника.— *Труды САННИИ*, 1977, вып. 45(126), с. 37—41.
37. Голодковский Р. Г., Днирова К. Ш., Герола П. Д. Основные факторы абляции ледника Шеквакского в хребте Закинский Алату.— *Гляциологические исследования в период МГГ. Закавказье и Кавказский Ала-Тай*. Ала-Тай. Вып. 4, 1984, с. 103—110.
38. Голодковский Р. Г., Рахматжонна Г. А. К вопросу о тепловом расходе абляции ледника Центрального Туркестана.— *Гляциологические исследования в Казахстане*.— *Вып. 5*, 1965, с. 55—62.
39. Голодковский Р. Г., Гресневская М. Г. Ледники Шеквакского бассейна из массы за последние 20 лет.— *Материалы гляциологических исследований*. Хроника. Обсуждения, 1968, № 14, с. 276—287.
40. Голубев Г. Н. Гидрология ледников.— *Л.: Гидрометиздат*, 1978.— 247 с.
41. Голубев Г. Н. Ледники и речной сток.— *Водные ресурсы*, 1976, № 6, с. 78—82.

42. Голубев Г. Н., Дюргеров М. Б. Баланс массы ледника Джанкул в 1967—1971 гг. и методы его измерения и расчета. — Материалы гляциологических исследований. Хреника. Обсуждения, 1973, № 21, с. 80—88.
43. Голубев Г. Н., Дюргеров М. Б., Щербинин А. Я. Опыт исследования водоскопления снежного покрова на леднике Джанкул с помощью створовой пикетажи. — Материалы гляциологических исследований. Хреника. Обсуждения, 1976, № 27, с. 159—163.
44. Голубев Г. Н., Дюргеров М. Б. Исследование ошибок определения абляции льда и талого. — Материалы гляциологических исследований. Хреника. Обсуждения, 1976, № 26, с. 104—111.
45. Гордон А. Н. Расчет прямой солнечной радиации на различных ориентированных и наклонных поверхностях для широты 42°. — В кн.: Материалы по агроклиматическому районированию субтропиков СССР. М.: М., 1968. Вып. 3, с. 27—44.
46. Давидович Н. В. О вертикальных градиентах температуры воздуха в высокогорье Средней Азии. Материалы гляциологических исследований. Хреника. Обсуждения, 1972, № 19, с. 56—61.
47. Денисов Ю. М. Снегизапасы. — Сб. работ аспирантов. Отдел земл. и геол.-хим. наук. 1958, вып. 1, с. 38—53. (Ташкент: Изд-во АН УССР).
48. Денисов Ю. М. Схема расчета гидрографа стока горных рек. — Л. Гидрометеонавт, 1960. — 103 с.
49. Денисов Ю. М. Модель формирования снежного покрова в горных бассейнах. — Метеорология и гидрология, 1967, № 5, с. 75—81.
50. Денисов Ю. М. Математическое моделирование процессов стока горных рек. — Труды САНИИМ, 1968, вып. 39(54), с. 30—36.
51. Денисов Ю. М. Методы определения оптимальных значений параметров моделей трансформации. — Труды САНИИМ, 1970, вып. 52(67), с. 26—32.
52. Денисов Ю. М. Средний квадрат отклонения выборочного среднего и метод оптимального разделения нулевой гипотезы наблюдений. — Труды САНИИМ, 1972, вып. 3(54), с. 114—117.
53. Денисов Ю. М., Ворожикова Л. П., Писменко Э. К., Конашова В. Г. К вопросу осреднения наборов однократных данных. — Труды САНИИМ, 1973, вып. 61(144), с. 31—42.
54. Денисов Ю. М. Метод расчета влияния коренных отложений на течение ледников. — Труды САНИИ, 1960, вып. 71(152), с. 57—80.
55. Денисов Ю. М., Ворожикова Л. Н., Джураев А. А., Врдакова И. И. Расчет таяния снега в ледниках. — Труды САНИИ, 1962, вып. 94(170), с. 20—36.
56. Джанкуев Г., Ватте Л. Систематический анализ и его приложения. Вып. 1. — М.: Мир, 1971. — 316 с.
57. Дикх А. Н., Ближкообразов В. А. Влияние искусственного усиления таяния ледников на Тили-Шаро. — В кн.: Работы Тили-Шарской физ.-геогр. станции, 1965, вып. 11, с. 14—26.
58. Дикх А. Н. Бюджет ледников северного склона хребта Терской Азии (на примере ледника Карабаша). — В кн.: Некоторые закономерности таяния Тили-Шаро. Фрунзе, 1971, с. 16—29.
59. Дикх А. Н., Михайлова Б. Н. Режим ледников с подной балкой северного склона хребта Терской Азии. — М.: Наука, 1976. — 131 с.
60. Долгушин Л. Д., Коммерих А. О., Крейке А. Н. и др. Полевые исследования по теме «Рационализация научных основ искусственного усиления таяния ледников Средней Азии». — Материалы гляциологических исследований. Хреника. Обсуждения, 1965, № 11, с. 5—15.
61. Долгушин Л. Д., Осипова Е. Б., Рототелова О. В. Морфометрическая характеристика современного шедоветта гор Средней Азии. — Материалы гляциологических исследований. Хреника. Обсуждения, 1972, № 20, с. 169—184.
62. Долгушин Л. Д., Осипова Е. Б., Рототелова О. В. Опыт по искусственному усилению таяния снега и льда радиотелесным методом. — Материалы гляциологических исследований. Хреника. Обсуждения, 1976, № 27, с. 187—195.

63. Дроздов О. А. Тепловой баланс деятельности поверхности ледника Фелгетск. Материалы гляциологических исследований. Хреника. Обсуждения, 1964, № 10, с. 227—235.
64. Дроздов О. А., Кароль В. П., Мосолова Г. И. Особенности метеорологического режима горных ледников Средней Азии в летний период (район Памиро-Азия). — В кн.: Успехи советской гляциологии. Фрунзе, 1968, с. 160—167.
65. Дроздов О. А., Мосолова Г. И. Влияние температуры и солнечной радиации на таяние ледников в зависимости от метеорологических условий. — Гляциологическая метеорология горных стран, 1973, № 24, с. 133—139.
66. Дроздов О. А., Мосолова Г. И. Корреляция в пространстве, во времени и в годовом ходе, возможности их использования в гляциологии и гляциометрии. — Материалы гляциологических исследований. Хреника. Обсуждения, 1973, № 22, с. 91—95.
67. Дроздов О. А., Мосолова Г. И. Исследование факторов таяния ледников в различные времена года масштабы. — Восток Азии, 1977, № 16, с. 115—121.
68. Душкин М. А. Формирование современного мороза на кончике ледника Большой Акту. — Гляциология Азии, 1964, вып. 3, с. 101—114. (Изд. Ташкентского ун-та).
69. Душкин М. А. К вопросу измерения морозного покрова на ледниках долины ледников в Центральном Алтае. — Гляциология Азии, 1970, вып. 6, с. 136—142. (Изд. Ташкентского ун-та).
70. Дюргеров М. Б., Фрейдади В. С. Расчет поверхностной абляции ледника (на примере горно-ледникового бассейна Джанкул). — Материалы гляциологических исследований. Хреника. Обсуждения, 1972, № 20, с. 151—156.
71. Дюргеров М. Б. Ошибки определения поверхностной абляции льда в точке. — Материалы гляциологических исследований. Хреника. Обсуждения, 1972, № 20, с. 145—151.
72. Дюргеров М. Б., Фрейдади В. С. Расчет поверхностной абляции горно-ледникового бассейна. — Материалы гляциологических исследований. Хреника. Обсуждения, 1973, № 22, с. 112—116.
73. Дюргеров М. Б. Изучение пространственной статистической структуры поля поверхностной абляции горных ледников. — Материалы гляциологических исследований. Хреника. Обсуждения, 1976, № 26, с. 140—144.
74. Емельянов Ю. П. Гляциологические исследования по программе международного гидрологического десятилетия на леднике Абрамца. — Труды САНИИМ, 1970, вып. 35(71), с. 3—10.
75. Емельянов Ю. П., Жидков В. А., Кодрюхина В. К. О точности измерений снегозапасов на горных ледниках. — Материалы гляциологических исследований. Хреника. Обсуждения, 1970, № 26, с. 239—245.
76. Иванова Ю. Е./Ост. ред. Ресурсы поверхностных вод СССР. Том 14. — Средняя Азия. Вып. 3. — Бассейн р. Амударья. — Л.: Гидрометеоиздат, 1971. — 472 с.
77. Иванова Ю. Е. Изучение со снежного талого в хребте Терской Азии. — В кн.: География снежного покрова. М., 1960. Изд. АН СССР, с. 161—174.
78. Ильян И. А. Материалы к изучению условий формирования речного стока из области ледников. Изв. ВГО, 1954, т. 86, вып. 2, с. 116—168.
79. Ильян И. А. Водные ресурсы Ферганской долины. — Л.: Гидрометеоиздат, 1958. — 246 с.
80. Ильян И. А./Ост. ред. Ресурсы поверхностных вод СССР. Том 14. — Средняя Азия. Вып. 1. — Бассейн р. Сырдарья. — Л.: Гидрометеоиздат, 1969. — 436 с.
81. Казан Р. Л. К оценке репрезентативности изданных данных. — Труды ГГО, 1966, вып. 181, с. 22—34.
82. Казан Р. Л., Пойащук А. П. О точности измерения средней нагрузки по дискретным данным. — Труды ГГО, 1972, вып. 286, с. 95—119.
83. Казан Р. Л. Основы теории случайных функций и ее применение в гидрометеорологии. — Л.: Гидрометеоиздат, 1971. — 266 с.

84. Казанский А. Б. Теневой баланс снежной поверхности льда ледника Федченко. — ДАН СССР, 1960, т. 134, № 4, с. 806—808.
85. Казанский А. Б. Теневой баланс поверхности ледника. — В кн.: Изд. Физматгиз, Ташкент, 1962, с. 152—160.
86. Казанский А. Б., Келесникова В. Н. О теневом балансе ледника Федченко. — Изв. АН СССР, Сер. геофиз., 1960, № 4, с. 575—584.
87. Келесникова В. Н. Очерки гляциологии. М.: Географизд, 1963. — 550 с.
88. Киялов В. А. О таянии льда под каренным покрытием. — Труды САНИИГМИ, 1967, вып. 30(45), с. 19—25.
89. Киялов В. А. Современное гляциологическое и связь с ледниками и бассейнами. — Труды САНИИГМИ, 1974, вып. 12(39) — 77 с.
90. Киялов В. А. Труды САНИИГМИ. Том 10, вып. 2, ч. 1 (Сост. Е. П. Вилесов, Р. П. Холм). — Л.: Гидрометеоиздат, 1967. — 78 с.
91. Киялов В. А. Труды САНИИГМИ. Том 10, вып. 1, ч. 2—6 (Сост. Л. И. Марушечкин и др.). — Л.: Гидрометеоиздат, 1975. — 85 с.
92. Киялов В. А. Труды САНИИГМИ. Том 8. Современный Кавказ, ч. 10 (Сост. В. П. Покан, С. А. Дробинин). — Л.: Гидрометеоиздат, 1977. — 69 с.
93. Киялов В. А. Роль ледников и снегов в Средней Азии. — Материалы гляциологических исследований. Хроника. Обсуждения, 1972, № 20, с. 82—84.
94. Киялов В. А. Сток ледника Памира и Памиро-Алая. — Изв. АН СССР, Сер. геогр., 1974, № 5, с. 88—94.
95. Киялов В. А., Покан В. П., Дробинин С. А., Киялов В. М., Михалев М. А. Материалы гляциологических исследований. Хроника. Обсуждения, 1973, № 22, с. 227—238.
96. Киялов В. А. Современное и древнее оледенение бассейна р. Тарбагатай. — В кн.: Материалы Кавказской экспедиции по программе МГП. Том 1. Харьков, 1960, с. 7—88.
97. Кондратьев К. Я. Акустический. Л.: Гидрометеоиздат, 1966. — 80 с.
98. Коновалов В. Г. Метод измерения абляции ледника. — Изв. ВГО, 1963, т. 65, № 2, с. 174—177.
99. Коновалов В. Г. Искусственное увеличение таяния снега и льда в горах. — Изв. ВГО, 1963, т. 65, № 4, с. 330—338.
100. Коновалов В. Г. Расчет суммарной радиации, коротковолнового баланса и абляции ледника в любой горной долине. Материалы гляциологических исследований. Хроника. Обсуждения, 1967, № 12, с. 79—84.
101. Коновалов В. Г. О применении уравнения Боуэна для расчета теплообмена и влажности на леднике. — Материалы гляциологических исследований. Хроника. Обсуждения, 1967, № 12, с. 226—236.
102. Коновалов В. Г. Изменения теплового баланса абляции в зависимости от поверхности снега и льда под действием искусственного албирования. — Труды САНИИГМИ, 1967, вып. 30(45), с. 51—57.
103. Коновалов В. Г. Изучение абляции ледников Средней Азии. — Изв. ВГО, 1968, № 4, с. 306—320.
104. Коновалов В. Г. О роли абляции в бюджете льда горного ледника. — В кн.: Ученые советские гляциологи. Фрунзе, 1968, с. 238—243.
105. Коновалов В. Г. Проблема классификации и пространственной изменчивости альбедо однородной поверхности ледника и снега абляции. — Труды САНИИГМИ, 1969, вып. 44(59), с. 112—107.
106. Коновалов В. Г. Продолжительность периода абляции в ледниковом питании рек Средней Азии. — Материалы гляциологических исследований. Хроника. Обсуждения, 1969, № 15, с. 136—143.
107. Коновалов В. Г. Роль абляции в бюджете и эволюции горных ледников. — Изв. ВГО, 1969, № 4, с. 296—300.
108. Коновалов В. Г. Измерение абляции ледника на снежной площадке. — Труды САНИИГМИ, 1970, вып. 50(71), с. 126—128.
109. Коновалов В. Г. О средних значениях абляции ледников в период абляции. — Труды САНИИГМИ, 1972, вып. 65(80), с. 111—122.
110. Коновалов В. Г. Абляция ледников Средней Азии. Л.: Гидрометеоиздат, 1972. — 137 с.

111. Коновалов В. Г. Определение суммарной абляции ледников расчетным методом. — Труды САНИИГМИ, 1972, вып. 1(62), с. 6—14.
112. Коновалов В. Г. Расчет на ЭВМ суммарной абляции ледников и водосбора горных рек. — Труды САНИИГМИ, 1974, вып. 58(84), с. 130—135.
113. Коновалов В. Г. Реконструкция и прогноз многолетней ледовой снежной толщи на поверхности ледника. Труды САНИИГМИ, 1975, вып. 26(107), с. 118—126.
114. Коновалов В. Г. Расчет на ЭВМ времени таяния и выхода снега для предельного набора пиков на поверхности горного ледника. Труды САНИИГМИ, 1975, вып. 27(108), с. 19—28.
115. Коновалов В. Г. Эмпирические формулы для расчета таяния на ледниках. Труды САНИИГМИ, 1978, вып. 44(125), с. 41—58.
116. Коновалов В. Г. Модель таяния снежной границы на леднике в течение абляционного периода. Труды САНИИГМИ, 1978, вып. 64(145), с. 130—138.
117. Коновалов В. Г. Обобщение морфостратических характеристик оледенения в отдельных водосборах. — Труды САНИИГМИ, 1979, вып. 63(144), с. 68—77.
118. Коновалов В. Г. Таяние и снег в горах Средней Азии. Труды САНИИГМИ, 1976, вып. 63(144), с. 51—83.
119. Коновалов В. Г. Расчет и прогноз таяния ледников Средней Азии. — Л.: Гидрометеоиздат, 1978. — 230 с.
120. Коновалов В. Г. Исследование спутниковой информации в климатической модели формирования снежного покрова в горах. — Труды САНИИГМИ, 1979, вып. 71(152), с. 3—19.
121. Коновалов В. Г. Физико-математическая модель процесса суммарного таяния в гляциальной области. — Труды САНИИГМИ, 1982, вып. 84(165), с. 3—25.
122. Коновалов В. Г. Анализ и прогноз результатов искусственного оледенения на таянии ледников. — Труды САНИИГМИ, 1983, вып. 90(180).
123. Коновалов В. Г. Статистическая модель абляции ледника для расчета суммарного таяния ледников. — Труды САНИИГМИ, 1984, вып. 106(186).
124. Коновалов В. Г. Исследование компонентов таяния ледника в горах. — Труды САНИИГМИ, 1984, вып. 107(188).
125. Коновалов В. Г., Чиркова А. А. Изучение пространственной неоднородности ледников и влияния снежного покрова в горах. — Труды САНИИГМИ, 1970, вып. 51(66), с. 32—40.
126. Коновалов В. Г., Гельманов Ю. П. Опыт определения суммарного таяния на ледниках Средней Азии. Труды САНИИГМИ, 1975, вып. 27(108), с. 47—53.
127. Коновалов В. Г., Боровикова Л. Н. О возможности расчета таяния снега и льда в горах Средней Азии по данным о температуре воздуха. — Труды САНИИГМИ, 1977, вып. 53(134), с. 41—51.
128. Коновалов В. Г., Боровикова Л. Н. Модель формирования снега в бассейнах с значительным оледенением. — Материалы гляциологических исследований. Хроника. Обсуждения, 1960, вып. 35, с. 49—54.
129. Коновалов В. Г., Орлова Л. М. Численное моделирование совокупного воздействия на таяние ледников Средней Азии. — Труды САНИИГМИ, 1983, вып. 91(172), с. 102—117.
130. Корзун В. П. Закон о воде и Гидрометеоиздат СССР. — Метеорология и гидрология, 1972, № 5, с. 3—11.
131. Корзун В. П. Распределение угляльной влаги на склонах лавинного течения при затоплении с лавинной. — Материалы гляциологических исследований. Хроника. Обсуждения, 1964, вып. 10, с. 279—280.
132. Котляков В. М. Снежный покров Эвклида и ледники. Л.: Гидрометеоиздат, 1968. — 478 с.
133. Крапп П. Г., Фрейндлих Ф. С. К организации наблюдений на снеговой лавинке. — Материалы гляциологических исследований. Хроника. Обсуждения, 1972, № 20, с. 200—204.

134. Крейтер А. А. Приспособление циркулярной угольной пыли при искусственном запылении снега. — Материалы климатических исследований. Хронолог. Обсуждения, 1965, № 14, с. 270—271.
135. Крейтер А. А. Уменьшение таяния и характер основных физических процессов при искусственном запылении снега и льда в горах Средней Азии. — Автореф. дис. на соиск. учен. степени канд. хим. наук. Ташкент, 1969. — 28 с.
136. Крейтер А. А., Тихановская А. А. Уменьшение таяния и влагообмена на ледниковой поверхности под действием искусственного запыления. — Материалы климатических исследований. Хронолог. Обсуждения, 1964, вып. 10, с. 277—279.
137. Крейтер А. А., Тихановская А. А. Об искусственном уменьшении запыления снега. — ДАН УССР, 1967, № 6, с. 34—36.
138. Кренке А. Н. Климатические условия субциркулярных ледников и фирмированных ледниковых комплексов. Метeorология в климатологии. Вып. 1. — М.: Изд-во ВНИИГМ, 1971, с. 168—207.
139. Кренке А. Н. Климатические условия существования фирмированного оледенения Средней Азии. — Изв. АН СССР, Сер. геогр. 1973, № 1, с. 15—33.
140. Кренке А. Н. Ледниковый сток в реки Средней Азии и возможность его регулирования. — Водные ресурсы, 1980, № 3, с. 5—19.
141. Кренке А. Н. Массообмен в ледниковых системах на территории СССР. — Л.: Гидрометеоиздат, 1969. — 267 с.
142. Кренке А. Н., Ходаков В. Т. О связи поверхностного таяния ледников с температурой воздуха. — Материалы гляциологических исследований. Хронолог. Обсуждения, 1966, № 12, с. 153—161.
143. Кренке А. Н., Ротштейн О. В. Новые аккумуляции для ледниковых систем Памира и использование их в расчетах стока. — Изв. АН СССР, Сер. геогр., 1979, № 2, с. 100—107.
144. Крупейшие ледники Средней Азии. Ледники Ферганки и Зеравшанской/Ош. ред. Л. К. Давидсон. — Л.: Изд-во ИИУ, 1967. — 262 с.
145. Кузьякин П. П. Температурный режим в бассейне рек Зеравшан и Яхёб. — В кн.: Труды ледниковых исследований. Вып. 3. Л., 1958, с. 157—245.
146. Кузьякин П. П. Процессы таяния, абляции и стока ледников в бассейне р. Зеравшан. — Труды ГИ, 1949, вып. 3(57), с. 91—160.
147. Кузьякин П. П. Процессы таяния снежного покрова. — Л.: Гидрометеоиздат, 1961. — 245 с.
148. Курбатов В. П. О распределении температуры воздуха и горной долины. — Труды САРНИИМ, 1974, вып. 10(91), с. 109—111.
149. Кучисет Л. С. Математическое моделирование режима стока. — Л.: Гидрометеоиздат, 1972. — 190 с.
150. Лебедев И. М. Тепловой баланс ледника Дутана и возможности искусственного усиления его таяния. — В кн.: Тепловой и водный режимы снежно-ледниковых тел. М., 1965, с. 187—192.
151. Лебедев И. М. Исследования ледников Средней Азии. Материалы гляциологических исследований. Хронолог. Обсуждения, 1972, № 20, с. 12—104.
152. Лебедев И. М. Изменчивость испарения с ледников Средней и Центральной Азии (возможности измерения и расчетов). — Материалы гляциологических исследований. Хронолог. Обсуждения, 1976, № 26, с. 119—129.
153. Ледник Турень Аху/Ош. ред. Р. Д. Зибиров. — Фрунзе: Илим, 1976. — 106 с.
154. Ледник Ферганки/Ош. ред. В. Л. Шульц. Ташкент: Изд-во АН УССР, 1962. — 192 с.
155. Ледник Джанкул/Ал. Г. Н. Гауубев, М. П. Дворгеров, В. А. Маркин и др. — Л.: Гидрометеоиздат, 1978. — 183 с.
156. Ледник Абрахия. — Л.: Гидрометеоиздат, 1980. — 206 с.
157. Де Руа Ледюрн Э. История климата с 1000 года. Пер. с франц. — Л.: Гидрометеоиздат, 1971. — 276 с.
158. Деснин Ю. Н. Температурный градиент и расчет температуры воздуха над ледниковой поверхностью. — Труды САРНИИМ, 1975, вып. 27(106), с. 34—46.
159. Деснин Ю. Н. Процессы абляции и жидкой стока ледников Средней Азии. — Автореф. дис. на соиск. учен. степени канд. геогр. наук. М., 1975. — с. 33.

160. Лопухин Е. А. Исследование радиационных процессов в горах. — Изв. АН УССР. Сер. физ.-мат. наук, 1960, № 5, с. 64—76.
161. Макаренчик К. Т. Тянь-Шань. Запальный Алтай. Общее описание оледенения. — М.: Изд. ВНИИГМ, 1962. — 87 с.
162. Макаренчик К. Т. Палатки массе восточных малых ледников в Запальном Алтае. — В кн.: Гляциологические исследования в Казахстане. Алма-Ата, 1966, вып. 6, с. 92—92.
163. Макаренчик К. Т., Вилесов Г. Н. Результаты наблюдений над снежным покровом на Туюксайских ледниках в Запальном Алтае. — Исследования ледников и ледниковых районов, 1981, вып. 1, с. 169—184. — (Изв. АН СССР).
164. Макаренчик К. Т., Вилесов Г. Н. и др. Гляциологическое описание, баланс масс и стока ледников горноледникового Саянского Ту-нжу. — В кн.: Резкий ледников и снежных лавин Казахстана. Алма-Ата, 1979, с. 96—109.
165. Макаренчик К. Т., Пильсон Н. П. и др. Оледенение Запального Алтая. — М.: Наука, 1969. — 287 с.
166. Макаренчик К. Т., Шабалин П. Ф. Абляция льда и сток с малозакатинских ледников в 1963—67 гг. — В кн.: Тепловой и водный режимы ледников Казахстана. Алма-Ата, 1969, с. 149—157.
167. Макаренчик К. Т., Шабалин П. Ф., Вилесов Г. Н. Основы ледяного стока на области аккумуляции Центрального Туюксайского ледника. — В кн.: Резкий ледников Казахстана. Алма-Ата, 1971, вып. 5, с. 62—71.
168. Макаренчик К. Т., Шабалин П. Ф. Аккумуляция, абляция и сток с малозакатинских ледников и бассейнов их стока (по наблюдениям в период МГД). — Труды САРНИИМ, 1974, вып. 14(95), с. 63—70.
169. Маркин В. А. Изменения устанавливающих температурных балансов при искусственном усилении ледниковой лавности. Материалы гляциологических исследований. Хронолог. Обсуждения, 1965, № 11, с. 161—165.
170. Математическое моделирование процесса стока горных рек/Л. Н. Бурдиков, Ю. М. Демесов, Г. Б. Трофимов, И. Л. Шенюк. — Л.: Гидрометеоиздат, 1972. — 161 с. — (Труды САРНИИМ, вып. 6(76)).
171. Материалы наблюдений горноледниковой системы Кизилдаг. — Ташкент, 1973. Вып. 1. Кн. 1 и 2 (за 1960—1966 гг.). — 534 с. Вып. 2. (за 1967—1968 гг.). — 160 с.
172. Матушков И. М. Изменчивость улоны снега от температуры воздуха в горах Средней Азии. — Изв. Узб. фил. ГО СССР, 1963, вып. 7, с. 45—68.
173. Митрополитский А. К. Техника статистических вычислений. — М.: Наука, 1971. — 676 с.
174. Мисен А. С., Обухов А. М. Отрывные законы турбулентного перемешивания в пограничном слое атмосферы. — Изв. АН СССР, Сер. геофиз., 1954, № 24(151), с. 163—167.
175. Наставление по службе промеров. Разд. 3. Ч. 1. — Л.: Гидрометеоиздат, 1962. — 193 с.
176. Нехорошова М. В., Тихановская А. А. Характеристика аэро-симптомических и радиационных условий таяния ледника Писпак-дегос 1964 г. В кн.: Горные ледники Узбекистана и смежных территорий, Ташкент, 1966, с. 26—36.
177. Нисунел Ф. В., Трошкель Р. С. Эволюция ледников Центрального Кавказа (на примере ледников Адырсу и Шхельды). — Труды САРНИИМ, 1974, вып. 65(64), с. 74—81.
178. Нозрюхин В. К., Фрейфельд В. Я. Некоторые данные о испаряемости из ледяной «мертвой части» ледника Индылек. — Работы Тянь-Шанской физ.-геогр. станции, 1968, вып. 1, с. 65—75. — (Фрунзе: Илим).
179. Основы гляциологического явления в Средней Азии/Под ред. А. Д. Джурена, С. 1. Чанышевой, О. И. Субботиной. — Л.: Гидрометеоиздат, 1977. — 335 с.
180. Пильсон Н. П. Современное оледенение в Запальном Алтае. — Алма-Ата: Изд-во АН КазССР, 1969. — 312 с.
181. Питерсон Ф. С. Б. Физика ледников. — М.: Мир, 1972. — 311 с.

182. Петровская М. А., Чанкшени С. Г., Субботина О. Н. О влиянии вышних профилей на метеорологические процессы Средней Азии. — Труды САНИГМИ, 1974, вып. 10(91), 1974, с. 3—40.

183. Попов Е. Г. Тепловой баланс и интенсивность осадков. — Труды ЦИИ, 1948, вып. 9(36), с. 3—53.

184. Проблемы гидрологии ледников и ледниковых районов (Г. А. Ахмедов, В. М. Котляков, Б. Г. Ходяков, Г. Н. Голубов). — Водные ресурсы, 1973, № 2, с. 3—20.

185. Ревкин В. С., Гадяков В. И., Голубинский В. П. Гидрологические бассейны Алтая. — Ташкент: Изд-во Ташкентского ун-та, 1979. — 300 с.

186. Режимы течения Северного Тянь-Шаня в впадинах аккумулятивных ледников (К. Г. Макаренко, П. П. Билеско, П. Ф. Шабанов и др.). — Тез. докл. VII Всесоюз. симпозиума, Ташкент, 1982.

187. Сивков С. И. Методы расчета характеристик радиальной радиации. — Л.: Гидрометеоиздат, 1968. — 232 с.

188. Соседов Н. С. Методика территориальных подгруппировочных обобщений в географии. — Алма-Ата: Наука, 1976. — 152 с.

189. Справочник по климату СССР. Вып. 30. Ч. 1. — Л.: Гидрометеоиздат, 1966. — 62 с.

190. Справочник по климату СССР. Вып. 31. Ч. 1. — Л.: Гидрометеоиздат, 1966. — 65 с.

191. Справочник по климату СССР. Вып. 32. Ч. 1. — Л.: Гидрометеоиздат, 1966. — 51 с.

192. Справочник по климату СССР. Вып. 19. Ч. 1. — Л.: Гидрометеоиздат, 1966. — 74 с.

193. Субботина О. Н. Влияние профилей на температурный режим в горах Средней Азии. — Л.: Гидрометеоиздат, 1971. — 122 с. (Труды САНИГМИ. Вып. 58(74)).

194. Судакос П. А., Вилесов Е. Н. Режим снежного покрова и его распределение на малоледниковых ледниках. Гляциологические исследования в период МЛГ, 1962, вып. 2, с. 99—114. — (Изв. АН КазССР).

195. Самарков В. С. Факторы таяния ледников в бассейне р. Ала-Арты. Работы Тянь-Шанской физ.-геогр. станции, 1965, вып. 1, с. 36—45. — (Фрунзе: Илим).

196. Тенгбарь Х. Ледяной сток в формировании гидроэнергетических ресурсов реки Колумбия. — Материалы гляциологических исследований. Хроника. Обсуждения, 1960, № 30, с. 52—56.

197. Тепловой и вещественный баланс ледника Абрамова в 1967—71 гг. / А. Л. Ахмедов, З. А. Герасимов, В. Н. Гмезлов, В. К. Наздрюхин. — Труды САНИГМИ, 1974, вып. 14(95), с. 36—48.

198. Тихоновская А. А. К вопросу о таянии льда под мореным покровом. — Труды САНИГМИ, 1970, вып. 66(71), с. 97—106.

199. Тихоновская А. А. Некоторые вопросы изменения радиационного баланса на замёрзшей поверхности льда. — Труды САНИГМИ, 1970, вып. 66(71), с. 52—56.

200. Тихоновская А. А. Влияние сезонности моренного покрова на тепловой баланс ледниковой поверхности. — В кн.: Современные исследования в бассейне р. Зерилинг, Ташкент, 1972, с. 34—52.

201. Троицкий Л. С., Ходяков Б. Г. и др. Оледенение Урала. — М.: Наука, 1966. — 305 с.

202. Трофимова Р. П. Метод расчета отражающей способности снежного покрова. — Труды САНИГМИ, 1970, вып. 66(71), с. 21—25.

203. Фатеев В. И., Попов Н. Н. Некоторые черты режима и динамики ледника Аксу-пастыны в хребте Кунгей-Алатау. — Гидрометеорологический сборник, 1973, № 24, с. 111—114.

204. Фиксированный Г. М. Курс дифференциального и интегрального исчисления. Том 2. — М.: Физматлит, 1969. — 807 с.

205. Фрейдлин В. С. Применение функций выпуклости для расчета гидротрассы стока в графиках пологости ледника Джангул. — Материалы гляциологических исследований. Хроника. Обсуждения, 1971, № 18, с. 52—54.

206. Хан Г., Шапарь С. Статистические модели в инженерных задачах. — М.: Мир, 1966. — 395 с.

207. Хосаков П. Г. О зависимости суммарной площади ледников от температуры воздуха. — Метеорология и гидрология, 1965, № 7, с. 48—56.

208. Ходяков Б. Г. Расчет абляции под слоем снега. — Материалы гляциологических исследований. Хроника. Обсуждения, 1972, № 24, с. 106—107.

209. Ходяков Б. Г. Особенности формирования баланса льда, пульсирующего ледника Колы. — Материалы гляциологических исследований. Хроника. Обсуждения, 1974, № 24, с. 116—126.

210. Ходяков Б. Г. Водно-ледяной баланс районов современного и древнего оледенения СССР. — М.: Наука, 1978. — 191 с.

211. Цыган В. Ш. Материалы гляциологических исследований. Казбек, Беговский хребет. Кавказ-дон. 1961. 63 л. — Тбилиси: ФОН УГМС ГрузССР, 1964. — 545 с.

212. Цыган В. Ш. Удельный ледниковый инфильтрация при расчете ледяного стока ледника. — Материалы гляциологических исследований. Хроника. Обсуждения, 1976, № 25, с. 77—83.

213. Цыган В. Ш. Приход вещества в фирновых массах ледников (некоторые изыскания о механизме термодинамического исследования). — М.: Изд-во АН СССР, 1962. — 94 с.

214. Цыган В. Ш., Цыган В. А. Результаты лабораторных исследований по искусственному усилению таяния льда методом затвердевания. — Материалы гляциологических исследований. Хроника. Обсуждения, 1968, № 14, с. 167—179.

215. Черкасов П. А., Ершова Т. Вертикальный градиент температуры воздуха на северном склоне Джунгарского Алатау в радиационный период. — В кн.: Снежный покров и ледники Казахстана, 1977, с. 122—133.

216. Черкасов П. А. Радиационный баланс фирновой поверхности горного ледника в период абляции. — Алма-Ата: Наука, 1980. — 143 с.

217. Чернов С. П. Наблюдения над режимом ледника Фиделье. — Труды УГМС УССР, 1968, вып. 1, с. 76—84.

218. Чистяков В. П. Модель расчета таяния ледяного покрова поверхности снежно-фирнового ледника Локре в ледниковый период комплекса в период таяния. — Труды КазПИИ, 1977, вып. 58, с. 88—96.

219. Чернышев В. П. Аэрофотосъемка снежного покрова в горах Тянь-Шаня для гидрологических целей. — Л.: Гидрометеоиздат, 1966. — 127 с.

220. Шульц В. Л., Шапарь С. И., Рубинская Ф. Э., Чернов Н. И. Некоторые вопросы усиления таяния снега. — Изв. АН УССР. Сер. техн. наук, 1958, № 2.

221. Шульц В. Л. К вопросу целесообразности искусственного усиления таяния снега в горах Средней Азии. — Метеорология и гидрология, 1963, № 5, с. 38—41.

222. Шульц В. Л. Реки Средней Азии. — Л.: Гидрометеоиздат, 1965. — 691 с.

223. Шульц В. Л. Основы структурного ледоведения. — М.: Изд-во АН СССР, 1965. — 419 с.

224. Щеглова О. П. Изменение рек Средней Азии. — Ташкент: Изд-во СанГУ, 1960. — 244 с.

225. Щеглова О. П. Абрамский ледник Тянь-Шаня Райгородского. — Труды САНИГМИ, 1966, вып. 27(42), с. 24—34.

226. Щеглова О. П. О таянии и определении среднего уклона малых ледников. — Труды САНИГМИ, 1973, вып. 2(90), с. 94—100.

227. Щеглова О. П. Об определении протекания фирновой поверхности ледника. — Труды САНИГМИ, 1975, вып. 27(108), с. 27—33.

228. Щеглова О. П. Ледники бассейна реки Псы. — Л.: Гидрометеоиздат, 1976. — 120 с.

229. Щеглова О. П. К вопросу о целесообразности искусственного усиления таяния ледяного покрова в бассейне р. Сырдарья. — Труды САНИГМИ, 1977, вып. 46(126), с. 3—15.

230. Щеглова О. П. Оледенение Памиро-Алтая. — Л.: Гидрометеоиздат, 1961. — 117 с.

231. Anderson E. A. Snow accumulation and ablation model. NOAA Tech. Memo. NWS Hydrol-17. Silver Spring, 1973. - 228 p.
232. Anderson E. A. A point energy and mass balance model of snow cover. NOAA Tech. Report NWS 19, 1976. - 150 p.
233. Bengtsson L. Snowmelt estimated from energy budget studies. - Nordic Hydrology, 1976, 7, p. 3-18.
234. Bowen L. S. The ratio of heat losses by conduction and by evaporation from any water surface. - Phys. Res., 1926, vol. 27, N 6, p. 50-63.
235. Braithwaite R. J. On glacier energy balance, ablation, and air temperature. - J. Glaciol., 1981, vol. 27, N 97, p. 381-391.
236. Campbell W. J., Rasmussen L. A. The production, flow and distribution of melt water in a glacier treated as a porous media. - Symp. of the Hydrol. of glaciers, 1973, N 95, p. 11-27.
237. de la Casiniere A. C. Heat exchange over a melting snow surface. - J. Glaciol., 1974, vol. 13, N 67, p. 55-72.
238. Dwyer G. The short-range forecasting of discharge from a glaciated region and its use for optimizing the Grand Digue S. A. pumping plants. - J. Glaciol., 1977, vol. 19, N 81, p. 668-669.
239. Dörfler L. Glacier discharge simulation by ground-water analogue. - Symp. of the Hydrol. of glaciers, 1973, N 95, p. 29-40.
240. Dreissell E. Zur Berechnung der Eisablation. Z. Gletscherk. und Glazialgeol., 1976, vol. 12, N 1, p. 75-78.
241. Goldlich L. A. A simple energy balance model of snow and ice melt. - Progr. Rep. 47, Dec. 1978. Inst. Hydrodyn. and Hydraulic Engng. Tech. Univ., Denmark, p. 3-12.
242. Gudmundsson G., Sigbjarnarson G. Analysis of glacier run-off and meteorological observations. - J. Glaciol., 1972, vol. 11, N 63, p. 303-318.
243. Hedrick R. L., Filgate B. D., Adams W. M. Application of environmental analysis to watershed snowmelt. - J. Appl. Meteorol., 1971, vol. 10, N 3, p. 418-429.
244. Holnkes H., Wendler G. Der Anteil der Strahlung an der Ablation von Hintersee. - und Keeselwandlerner (Ötztal, Alpen, Tirol) in: Sommer 1968. - Arch. Meteorol., Geoph. und Bioklim., 1968, B 16, N 2-3, S. 195-206.
245. Holnkes H. Über Beziehungen zwischen der Messenbilanz des Hintersees (Ötztal, Alpen, Tirol) und Beobachtungen der Klimastation Vintl. - Ann. Meteorol. Neue Folge, 1971, N 5, S. 259-264.
246. Jenson H., Tang H. Forecasting discharge from a glaciated basin in the Swiss Alps. - In: Proc. Banff Symp.: The role of snow and ice in hydrology. UNESCO-WMO-IASH, 1972, Vol. 2, p. 1047-1054.
247. Kasser P. Influence of changes in the glaciated area on summer runoff in the Porte du Sec drainage basin of the Rhone. - Symp. of the Hydrol. of glaciers, 1973, N 95, p. 221-225.
248. Kasser P. Fluctuation of glaciers 1966-70. - Paris, IASH, 1973. - 358 p.
249. Kasser P. Fluctuations of glaciers 1969-65. A contribution to the IHD. - Belgium, UNESCO, IASH, 1967. - 160 p.
250. Kurler C. M. Relationship between climate, ablation and runoff on the Sverdrup Glacier. - Final Report to Arctic Institute of North America, Canada, Montreal, 1964. - 72 p.
251. Korovayev V. G., Fomel'yanov Yu. N. Estimation of total ablation on Central Asian glaciers. - Symposium UGGL. Neiges et glaces. Actes du colloque de Moscou, août 1971. Budapest, 1975. IAHS-ATSIL, Publication No. 104, p. 99-103.
252. Korovayev V. G. Calculation and prediction of the total glacial melting in watersheds of Central Asia. - J. of Glaciol., 1977, vol. 19, N 81, p. 677-686.
253. Korovayev V. G. The application of satellite information in mathematical model of snow cover formation in mountains. - In: Workshop on Remote Sensing of Snow and Soil Moisture by Nuclear Techniques. - 1979, Voss, Norway, p. 131-144.
254. Korovayev V. G. On methods of regional computation of glacier melting intensity in Central Asia. - Hydrological Aspects of Alpine and High Mountain

- tain Areas (Proceedings of the Exeter Symposium, July 1982). IAHS Publ. No. 138, p. 209-220.
255. Kraus H. Energy exchange at air-ice interface. - In: Proc. Banff Symp.: The role of snow and ice in hydrology. UNESCO-WMO-IASH, 1972, vol. 1, p. 128-161.
256. Kuhl M. On the computation of heat transfer coefficients from energy balance gradients on a glacier. - J. Glaciol., 1979, vol. 22, N 87, p. 263-272.
257. Lang H. Variations in the relation between glacier discharge and meteorological elements. - Symp. of the hydrology of glaciers, 1973, N 95, p. 85-94.
258. Linacre E. T. A simple formula for estimating evaporation rates in various climates, using temperature data alone. - Agr. Meteorol., 1977, vol. 18, N 6, p. 409-424.
259. Martiner J. Evaluation of air photos for snowmelt-runoff forecasts. - In: Proc. Banff Symp.: The role of the snow and ice in hydrology, Paris, UNESCO-WMO-IASH, 1973, vol. 2, p. 915-920.
260. Martiner J. Snowmelt-runoff model for stream flow forecasts. - Nordic Hydrology, 1975, vol. 6, N 3, p. 145-154.
261. Megahan W., Melman J., Gendell B. The effect of albedo-reducing materials on net radiation at a snow surface. - Bull. of the Internat. Assoc. of Scientific Hydrology, 1976, vol. 15, N 1, p. 69-80.
262. Meier M. F. Hydraulics and Hydrology of Glaciers. - In: Proc. Banff Symp.: The role of the snow and ice hydrology. Paris, UNESCO-WMO-IASH, 1973, vol. 1, p. 353-370.
263. Meklevsky Zubok U. and Stanley A. D. Canadian glaciers in the International Hydrological Decade Programme, 1965-74. No. 1. Scotted Glacier, British Columbia. - Summary of Measurements. - Ottawa, Canada, 1976. Scientific Series N 68. - 75 p.
264. Muller T. Fluctuations of glaciers 1970-1975. A contribution to the International Hydrological Programme. Paris, 1977, UNESCO-IASH (ICST). - 209 p.
265. Nord J. Orographic precipitation in mountainous regions. - In: Proc. Gelfo Symp. Norway: Distribution of precipitation in mountainous areas. Paris, 1973, Vol. 1, p. 31-56.
266. Ohlud Ch. and Rosse R. Mathematical models of a melting snow-pack at an index plot. - J. Hydrology, 1977, vol. 32, p. 139-163.
267. Østrem G. Runoff forecasts for highly glacierized basins. - In: Proc. Banff Symp.: The role of snow and ice in hydrology. UNESCO-WMO-IASH, 1972, vol. 2, p. 1111-1129.
268. Petzold D. E. An estimation technique for snow surface albedo. - Climatol. Bull., 1977, N 21, p. 1-11.
269. Reid I. A., Paterson W. S. R. Simple method for measuring the average amount of water produced annually by melting of the ice on a glacier. - Symp. of the hydrology of glaciers, 1973, N 95, p. 215-218.
270. Sugawara M., Ozaki E., Katsuyama Y., Watanabe I. Runoff analysis of snow mountainous regions in Japan. - In: Research Notes of the Nat. Res. Centre for Disaster Prevention, Tokyo, 1975, N 17. - 38 p.
271. Die Wissenschaftlichen Ergebnisse der Deutschen Spitzbergenexpedition, 1964-1965. - Nationalkomitee für Geodäsie und Geophysik der DDR, Berlin, 1969, Nr 11/12. - 93 S.
272. Woo M. K. A numerical simulation model for snow storage in small coastal basins, southwestern British Columbia. - In: Proc. Banff Symp.: The role of snow and ice in hydrology. UNESCO-WMO-IASH, 1972, Vol. 2, p. 992-1003.
273. Yoshizaki Fujii. Field experiment on glacier ablation under a layer of debris cover. - J. Jap. Soc. of snow and ice, 1977, vol. 39, p. 20-21.
274. Young G. J. and Stanley A. D. Canadian glaciers in the International Hydrological Decade Program, 1965-74. No. 4. Peyto Glacier, Alberta. - Summary of measurements. - Ottawa, Canada, 1976. Scientific Series, No 71. - 59 p.
275. Young G. J. and Stanley A. D. Canadian glaciers in the International Hydrological Decade Program, 1965-74. No. 3. Rau River Glacier, Alberta. - Summary of measurements. - Ottawa, Canada, 1976. Scientific Series No 68. - 54 p.

276. Young G. J. Streamflow formation in a glacierized watershed in the Rocky Mountains, Canada. Paper presented at: The International Symposium on the Computation and Prediction of Runoff from Glaciers and Glacierized Areas, Thilisi, September 1978. 14 p.

277. Zelikov I. A., Molseva G. P. A theoretical study of ice surface melting influence on melting intensity. In Proc. Baffin Symp., The role of snow and ice in hydrology, UNESCO-WMO-IASH, 1972, p. 1410-1419.

278. Zuzel J. G., Lloyd M. Cox. Relative importance of meteorological variables in snowmelt. Water Res. Research, 1975, vol. 11, N 11, p. 174-176.

Оглавление

Введение	3
Основные условные обозначения	4
Глава 1. Физико-математическая региональная модель процесса таяния для всего множества ледников в бассейне реки	14
1.1. Общая характеристика проблемы и пути ее решения	—
1.2. Статистическая модель суммарной области для расчета суммарного суммарного таяния	16
Выводы	27
Глава 2. Методы расчета интенсивности таяния снега и льда	28
2.1. Уравнение теплового баланса поверхности льденоса и формулы интенсивности таяния	—
2.2. Линейная регрессионная модель для расчета интенсивности таяния	30
2.3. Доопытные и региональные эмпирические формулы для расчета интенсивности таяния в ледниковых областях Средней Азии	46
2.4. Расчет таяния льда и снега над морями	58
Выводы	67
Глава 3. Сезонная климатическая граница и внутрисезонный режим аккумуляции и таяния на ледниках	69
3.1. Реконструкция и анализ максимальной высоты снеговой границы на ледниках	—
3.2. Исследование компонентов баланса аккумуляции и таяния в ледниковых областях Средней Азии	79
3.3. Модель движения снеговой границы на леднике и течение абляционного периода	87
3.4. Продолжительность периода таяния и формирования стока на ледниках Средней Азии	95
Выводы	102
Глава 4. Методика расчета суммарного таяния на ледниках и ледниковом стоке	104
4.1. Пространственно-временная изменчивость основных метеорологических характеристик, определяющих интенсивность таяния на ледниках	—
4.1.1. Преход суммарной солнечной радиации на поверхность ледника	—
4.1.2. Температура воздуха и осадки	119
4.2. Блок-схема региональной модели процесса суммарного таяния ледников	127
4.3. Анализ качества результатов расчета суммарного таяния ледников	130
4.4. Таяние в сток в ледниковых областях	142
Выводы	156
Глава 5. Многолетний режим суммарного таяния и ледникового стока в бассейнах рек Средней Азии	159
5.1. Пространственно-временная изменчивость суммарного таяния ледников и ледникового стока	—
5.2. Динамика прогноза суммарного таяния ледников и ледникового стока	167
Выводы	179

Глава 6. Численное моделирование искусственного воздействия на таяние ледников	181
6.1. Приближенное упрощенное моделирование ледников и условий Средней Азии	—
6.2. Методические основы численного моделирования искусственного воздействия на таяние ледников	182
6.3. Результаты численного моделирования искусственного воздействия на таяние ледников	197
6.4. Прогноз дополнительного объема ледникового стока и приращений объема эквипотенциальной эквивалентности искусственного воздействия	205
Выводы	209
Заключение	210
Приложения	215
Список литературы	224

Владимир Георгиевич Коновалов

Таяние и сток
с ледников
в бассейнах рек
Средней Азии

ИУК

Редактор Г. Г. Добронравов. Художник В. Н. Рыжик. Техн. редактор Г. А. Никольский.
Корректор К. В. Жидков.

Сдано в набор 31.05.85. Подписано в печать 10.09.85. М-22904. Формат 60х90/16. Бум. спец. № 1. Литературная обработка. Печать офсетная. Печ. л. 16. Кр. отт. 16.12. 84. Изд. л. 16.14. Тираж 340 экз. Издательство ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОГО ЦЕНТРА АН УЗБЕКИСТАНА. 199003. Ленинград, 2-я линия, 22.

Ленинградская типография № 8 ордена Трудового Красного Знамени Лениградского областного объединения «Техническая книга» им. Евгения Сергеевича Сословского. Издательство ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОГО ЦЕНТРА АН УЗБЕКИСТАНА. 199003. Ленинград, Пригородный переулок, 6.