

УДК 551.524.31 + 551.556.12

**МОДЕЛИРОВАНИЕ ИЗМЕНЕНИЯ ТЕМПЕРАТУРЫ ВОЗДУХА И  
АТМОСФЕРНЫХ ОСАДКОВ С ВЫСОТОЙ МЕСТНОСТИ**

Канд. геогр. наук В.В. Голубцов

*Рассматриваются вопросы моделирования изменения температуры воздуха и атмосферных осадков с высотой местности. Приводятся математические выражения и оценка их параметров для рассматриваемых метеорологических элементов в бассейнах рек Западного Алтая и Заилийского Алатау. Предлагаемые модели могут быть использованы для расчета температуры воздуха и атмосферных осадков по суточным интервалам времени.*

Для описания процесса формирования снегозапасов и поступления воды на его поверхность горного бассейна необходимо располагать сведениями о температуре воздуха, а также жидких и твердых атмосферных осадках в пределах его отдельных высотных зон. Как известно, в горных бассейнах определение значений указанных метеорологических элементов производится в сравнительно немногочисленных пунктах наблюдений. В этих условиях при определении суточных значений температуры воздуха и осадков используются расчетные методы.

**Температура воздуха.**

Изменение температуры воздуха с высотой местности в первом приближении можно принять линейным [3, 9]. Тогда для ее определения в пределах отдельных зон горных бассейнов можно использовать следующее общепринятое интерполяционно - экстраполяционное выражение [2, 3]:

$$\bar{\theta}(z, t) = \bar{\theta}(z_0, t) + \gamma_2(z - z_0), \quad (1)$$

где  $\bar{\theta}(z, t)$  и  $\bar{\theta}(z_0, t)$  - среднесуточная температура воздуха в момент времени  $t$  соответственно на высоте  $z$  и  $z_0$ , °С;  $\gamma_2$  - вертикальный температурный градиент, °С/км.

Однако, в горных условиях в осенне-зимний и весенний периоды часто наблюдаются инверсии, обуславливающие нелинейный характер изменения температуры воздуха с высотой местности [14, 15, 16]. Поэто-

му в общем случае для описания этого процесса более предпочтительно использование нелинейного интерполяционно - экстраполяционного квадратичного уравнения следующего вида [2, 3]:

$$\bar{\theta}(z, t) = \bar{\theta}(z_0, t) + \gamma_2(z - z_0) + \gamma_3(z - z_0)^2, \quad (2)$$

где  $\gamma_2$  и  $\gamma_3$  - параметры. Выражение (1) является частным случаем уравнения (2) при  $\gamma_3 = 0$ . На основании исследований Л.Н. Боровиковой и Ю.М. Денисова [3] можно установить следующие зависимости для определения параметров  $\gamma_2$  и  $\gamma_3$ :

$$\begin{aligned} \gamma_2 &= 2az_0 + v \\ \gamma_3 &= v, \end{aligned} \quad (3)$$

где  $a$  и  $v$  параметры зависимости средних месячных температур воздуха от высоты местности, определяемые с помощью метода наименьших квадратов [3]:

$$\bar{\theta}(z) = az^2 + vz + c. \quad (4)$$

Зависимость, характеризующая изменение параметра  $\gamma_2$  в течение года по суточным интервалам времени при определенном выборе начала отсчета может быть аппроксимирована в виде косинусоиды [2, 3, 9]:

$$\gamma_2 = \bar{\gamma}_2 + v\nu \cos \frac{2\pi}{T} (t - t_0), \quad (5)$$

где  $\bar{\gamma}_2$  - средний вертикальный градиент, °С/км;  $\nu$  - полуамплитуда его изменения в течение года, °С/км;  $t$  - время, отсчитываемое от выбранного начала, сутки;  $T = 365$  суток;  $t_0$  - параметр, характеризующий сдвиг фаз, сутки. Выражение (5) также используется и для аппроксимации зависимостей, характеризующих внутригодовое изменение параметра  $\gamma_3$ . В ряде случаев годовой ход параметров  $\gamma_2$  и  $\gamma_3$  хорошо аппроксимируется полиномом Чебышева второй степени [21]:

$$\gamma_j = a_j x_j^2 + v_j x_j + c_j, \quad (6)$$

где  $a_j$ ,  $v_j$  и  $c_j$  - коэффициенты:

$$x_j = \left( \frac{l_j}{30,42} + 1 \right); \quad l_j = 1 \dots 365. \quad (7)$$

Если для определения изменения температуры воздуха используется  $n$  метеорологических станций или постов, расположенных в горном

бассейне или за его пределами, с высотами  $z_{0(i)}$ , то величина  $\bar{\theta}(z_0, t)$  определяется с помощью следующих выражений [2, 3]:

$$\bar{\theta}(z_0, t) = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n [\theta(z_{0(i)}, t) - \gamma_2(z_0 - z_{0(i)})] \quad (8)$$

или

$$\bar{\theta}(z_0, t) = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n [\bar{\theta}(z_{0(i)}, t) - \gamma_2(z_0 - z_{0(i)}) - \gamma_3(z_0 - z_{0(i)})^2], \quad (9)$$

где  $z_{0(i)}$  - высота  $i$ -го пункта метеорологических наблюдений.

При использовании выражения (1) можно определить высоту  $z_a$ , на которой имеет определенное значение  $\bar{\theta}_a$  [3]:

$$z_a = \frac{\bar{\theta}(z_0, t) - \bar{\theta}_a}{\gamma_2} + z_0. \quad (10)$$

При  $\bar{\theta}_a = 0$ , значение  $z_a$  характеризует высоту нулевой изотермы.

Расчет изменения средней суточной температуры воздуха в пределах ледниковой части бассейна несколько отличается от изложенного выше. Это отличие связано с необходимостью описания изменения температуры воздуха при переходе с неледниковой на ледниковую поверхность. Как показали исследования П.А. Черкасова и Т. Ермекбаева [23], в ледниковой области вследствие того, что температура поверхности ледника не превышает  $0^\circ\text{C}$ , в приледниковом слое воздуха образуется устойчивый инверсионный слой, который препятствует его прогреванию. В результате при переходе с неледниковой на ледниковую поверхность наблюдается резкое уменьшение температуры воздуха (температурный скачок) и изменение вертикального температурного градиента.

С учетом изложенного расчет средней суточной температуры воздуха на высоте нижней границы ледника производится следующим образом:

$$\bar{\theta}^*(z_0^*, t) = \bar{\theta}(z_0^*, t) + \Delta\bar{\theta}, \quad (11)$$

где  $\bar{\theta}^*(z_0^*, t)$ ,  $\bar{\theta}(z_0^*, t) + \Delta\bar{\theta}$  - средняя суточная температура воздуха соответственно на ледниковой и неледниковой поверхностях на высоте нижней границы ледника  $z_0^*$  в момент времени  $t$ ,  $^\circ\text{C}$ ;  $z_0^*$  - высота нижней границы ледника, км;  $\Delta\bar{\theta}$  - величины температурного скачка при переходе с неледниковой на ледниковую поверхность,  $^\circ\text{C}$ . Температура воздуха на неледниковой поверхности  $\bar{\theta}^*(z_0^*, t)$  определяется с помощью выражения (4) или (2). Для расчета среднесуточной температуры воздуха в пределах от-

дельных высотных зон ледниковой части бассейна можно использовать следующее выражение:

$$\bar{\theta}^*(z^*, t) = \bar{\theta}(z_0, t) + \gamma_z(z^* - z_0), \quad (12)$$

где  $\bar{\theta}^*(z^*, t)$  - средняя суточная температура воздуха на высоте  $z^*$  в момент времени  $t$ , °С;  $z^*$  - высота местности в пределах ледниковой части бассейна, км;  $\gamma_z$  - вертикальный температурный градиент в пределах ледниковой части бассейна, °С/км.

В работе [23] приведены значения  $\Delta\bar{\theta}$  и  $\gamma_z$  при различной общей облачности для северного склона Джунгарского Алатау. Так, при полном отсутствии облачности (0 баллов)  $\Delta\bar{\theta} = -0,1$  °С и  $\gamma_z = 9,8$  °С/км, а при 10 баллах общей облачности  $\Delta\bar{\theta} = -2,1$  °С и  $\gamma_z = 1,4$  °С/км. В связи с тем, что значения общей облачности изменяются в течение абляционного периода, для определения вертикального температурного градиента  $\gamma_z$  можно использовать зависимость его величины от времени, как это рекомендовано выше. В ряде случаев его можно принять постоянным. Так для северного склона Джунгарского Алатау, где значения общей облачности составляют в среднем 5 - 6 баллов, можно принять  $\Delta\bar{\theta} = -0,45$  °С и  $\gamma_z = 3$  °С/км.

Как отмечалось выше, изменение температуры воздуха с высотой местности в холодный период года является существенно нелинейным в связи с формированием инверсий. Зимой в низкогорных зонах температура воздуха не убывает, а возрастает с высотой местности [14, 15, 16]. Такое изменение температуры наблюдается до высот 1000 - 1500 м. В среднегорной и высокогорной зонах температура воздуха обычно изменяется с высотой местности по линейному закону. Поэтому при моделировании процессов формирования стока в указанных зонах можно ограничиться рассмотрением изменения температуры воздуха на высотах более 1500 м. Использование линейного закона изменения температуры воздуха с высотой местности позволяет более надежно рассчитать ее величину для высокогорных зон речных бассейнов, где наблюдения, как правило, отсутствуют.

На рис. 1 приведены зависимости средней месячной многолетней температуры воздуха от высоты местности для центральной части северного склона Заилийского Алатау по метеорологическим станциям Каменское плато (1350 м), селестоковая станция (1712 м), Усть-Горельник (1943 м), Верхний Горельник (2272 м) и Мынжилки (3017 м).

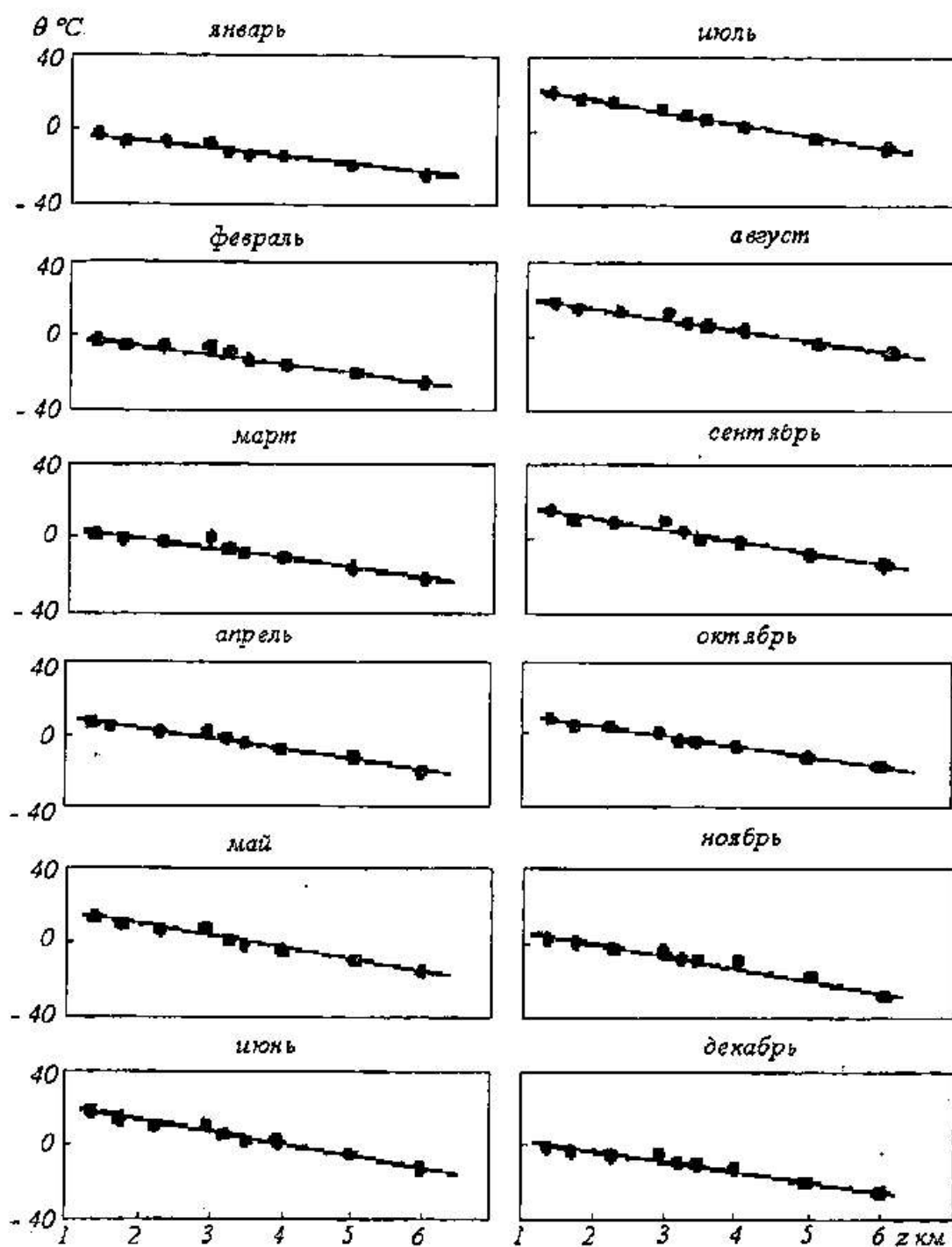


Рис. 1. Зависимость средних многолетних значений температуры воздуха за отдельные месяцы от высоты местности для горных бассейнов Центральной части северного склона Зайлийского Алатау.

Сведения о величине температуры воздуха по указанным станциям приведены в Справочнике по климату СССР [18]. Кроме этого для построения указанных зависимостей были использованы приведенные к норме данные наблюдений за температурой воздуха Сектора географии АН Казахской ССР в пункте Тюксу I (3450 м), а также сведения о ее вели-

чине на высотах 4000 м, 5000 м и 6000 м, полученных в результате зондирования свободной атмосферы на метеорологической станции Алматы [1].

Годовой ход рассчитанных значений градиента изменения средних многолетних месячных температур воздуха с высотой местности  $\gamma_2$  (рис.2) был аппроксимирован выражением следующего вида:

$$\gamma_2 = 5,9 + 0,5 \cos \frac{2\pi}{365} (t - 210). \quad (13)$$

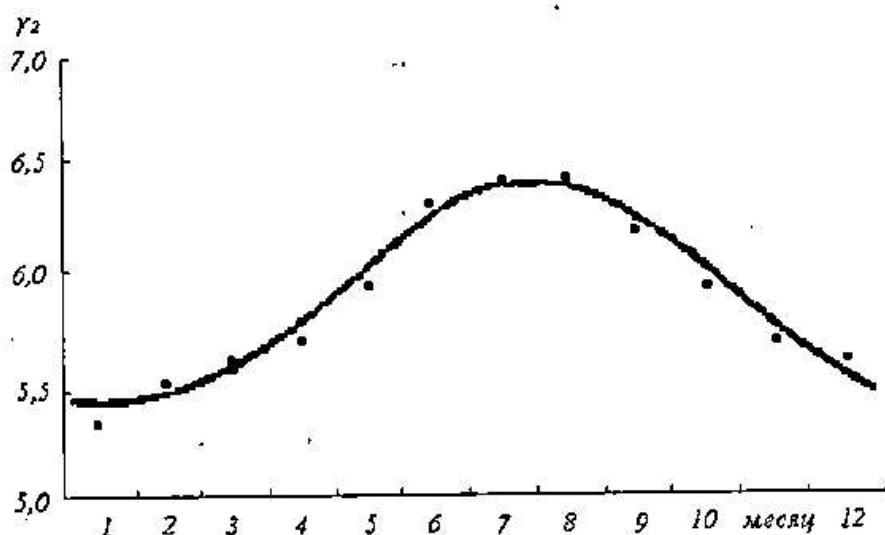


Рис. 2. Внутригодовое изменение вертикального температурного градиента  $\gamma_2$  в горных бассейнах центральной части северного склона Заилийского Алатау.

Полученные результаты показывают, что внутригодовое изменение градиента  $\gamma_2$  характеризуется зимним минимумом (январь) и летним максимумом (июль-август). Такое внутригодовое распределение градиента  $\gamma_2$  обусловлено пониженной изменчивостью (меньшей амплитудой колебаний) средних многолетних месячных температур воздуха в высокогорной зоне по сравнению с низкогорной зоной речных бассейнов. Выражение (5) позволяет осуществить моделирование температуры воздуха в горных районах по суточным интервалам времени.

#### Атмосферные осадки.

Для расчета количества осадков, выпадающих в пределах отдельных зон горного бассейна можно использовать интерполяционное уравнение, предложенное Л.Н. Боровиковой и Ю.М. Денисовым [2, 3]:

$$x(z, t) = x(z_0, t) \left[ 1 + k_2(z - z_0) + k_3(z - z_0)^2 \right], \quad (14)$$

где  $x(z, t)$ ,  $x(z_0, t)$  - количество осадков, выпадающих за сутки в момент времени  $t$  соответственно на высоте  $z$  и  $z_0$ , мм;  $k_2$  и  $k_3$  - параметры.

Для оценки параметров  $k_2$  и  $k_3$  в соответствии с указанными выше исследованиями могут быть использованы следующие выражения:

$$k_2 = \frac{2az_0 + v}{az_0^2 + vz_0 + c}, \quad (15)$$

$$k_3 = \frac{a}{az_0^2 + vz_0 + c}, \quad (16)$$

где  $a$ ,  $v$  и  $c$  - параметры зависимости средних месячных осадков от высоты местности, определяемые с помощью метода наименьших квадратов [3]:

$$x(z) = az^2 + vz + c. \quad (17)$$

Для аппроксимации зависимости изменения параметров  $k_2$  и  $k_3$  в течение года по суточным интервалам времени использовались косинусоида и упомянутые выше полиномы Чебышева второй степени.

При моделировании процессов формирования стока необходимо располагать способами определения фазового состава выпадающих осадков (снег или дождь). Для разделения рассчитанных осадков по фазовому состоянию в пределах отдельных высот зон может быть использован способ, предложенный Г.Е. Глазыриным [5]. Этот способ основан на определении для каждой высотной зоны критических значений температуры воздуха  $\bar{\theta}_1$  и  $\bar{\theta}_2$ . При среднесуточной температуре воздуха  $\bar{\theta} \geq \bar{\theta}_2$ , рассчитанные осадки рассматриваются как жидкие, а при  $\bar{\theta} \leq \bar{\theta}_1$  - как твердые. В интервал  $\bar{\theta}_1 < \bar{\theta} < \bar{\theta}_2$ , рассчитанные осадки считаются смешанными, причем вероятность выпадения осадков различного фазового состава в этом интервале изменяется линейно. Тогда количество жидких  $x_{жс}$  и твердых  $x_m$  осадков может быть определено с помощью следующих выражений:

$$x_{жс} = \begin{cases} x & \text{при } \bar{\theta} \geq \bar{\theta}_2 \\ x = \frac{\bar{\theta} - \bar{\theta}_1}{\bar{\theta}_2 - \bar{\theta}_1} \cdot x & \text{при } \bar{\theta}_1 < \bar{\theta} < \bar{\theta}_2 \\ 0 & \text{при } \bar{\theta} \leq \bar{\theta}_1 \end{cases} \quad (18)$$

$$x_m = x - x_{жс} \quad (19)$$

где  $x$  - общее количество осадков, мм.

Исследования Ю.М. Денисова показали, что вместо (18) может быть рекомендован более простой способ определения количества жидких осадков [9]:

$$x_{ж} = \begin{cases} x & \text{при } \bar{\theta} > \bar{\theta}_a \\ 0 & \text{при } \bar{\theta} \leq \bar{\theta}_a \end{cases} \quad (20)$$

где  $\bar{\theta}_a = \frac{1}{2} (\bar{\theta}_1 + \bar{\theta}_2)$  - температура при которой выпадение осадков различного фазового состава является равновероятным.

Для описания изменения  $\bar{\theta}_a$  с высотой местности Г.Е. Глазыриным использована квадратичная функция [5]. В более поздней его работе параметры этой функции были уточнены [6]. В отдельных бассейнах Средней Азии параметр  $\bar{\theta}_a$  может быть принят постоянным и равным 2 °С [2, 3].

Как показали исследования Г.Е. Глазырина, критическое значение  $\bar{\theta}_1$  практически не изменяется с высотой местности и может быть принято постоянным. Значение  $\bar{\theta}_2$  увеличивается с высотой местности [5]. Выполненные по методике Г.Е. Глазырина расчеты фазового состава осадков в пределах ледниковой зоны Джунгарского Алатау показали вполне удовлетворительные результаты [22].

Используя сведения о фазовом составе осадков и температуре воздуха, полученные на метеорологических станциях Алтая и Средней Азии, опубликованные в работах [5, 12], параметр  $\bar{\theta}_1$  для рассматриваемого района принят постоянным и равным - 1,5 °С. Параметр  $\bar{\theta}_2$  принят изменяющимся в зависимости от высоты местности. Его величина может быть определена с помощью следующего выражения:

$$\bar{\theta}_2 = \bar{\theta}_{min} + \frac{\bar{\theta}_{max} - \bar{\theta}_{min}}{\exp(a^* + v^* z) + 1}, \quad (21)$$

где  $\bar{\theta}_{min} = 3$  °С - температура, к которой стремится  $\bar{\theta}_2$  при  $z \leq 0$ , км;  $\bar{\theta}_{max} = 13,5$  °С - температура, к которой стремится  $\bar{\theta}_2$  при  $z \rightarrow \infty$ ;  $a^* = 2,59$  и  $v^* = -0,74$  - эмпирические параметры.

Многочисленные эксперименты показывают [8, 10, 11, 13, 15, 20, 24] и др., что измеренные величины осадков, как правило, ниже их фактических значений. Это занижение, как показали исследования ГГО, ГТИ, КазНИГМИ и других организаций, в основном обусловлено ветровым



недоучетом осадков, испарением воды из осадкомерного ведра, а также потерями влаги на его смачивание [19]. Поправки к срочным значениям осадков могут быть определены по методике, разработанной ГГО и КазНИГМИ и опубликованной в работе А.П. Браславского и С.П. Чистяевой [4]. Непосредственное использование этой методики при моделировании поступления осадков на поверхность бассейна в настоящее время представляется нецелесообразным. Это привело бы к неоправданному усложнению расчетной схемы. Поэтому при решении указанной задачи были использованы зависимости исправленных величин суточных осадков от их измеренных значений, установленные для отдельных метеорологических станций и постов. При этом исправленные суточные величины осадков определялись как сумма их срочных значений, рассчитанных с помощью указанной выше методики.

Аналитическое выражение для расчета исправленных суточных величин жидких осадков имеет следующий вид:

$$x_{жс} = x_{жсизм} + \frac{m_{жс}}{x_{жсизм}^n}, \quad (22)$$

где  $x_{жсизм} \geq 0,1$  мм - измеренная суточная величина жидких осадков, мм;  $m_{жс}$  и  $n$  - параметры.

Выражение для расчета исправленных величин твердых осадков можно записать в следующем виде:

$$x_m = m_m - x_{mизм} \quad (23)$$

где  $x_{mизм} \geq 0,1$  мм - измеренная суточная величина твердых осадков, мм;  $m_m$  - параметр. В табл. приведены значения параметров  $m_{жс}$ ,  $n$  и  $m_m$  для некоторых метеорологических станций Восточного Казахстана.

Таблица

Значения параметров  $m_{жс}$ ,  $n$  и  $m_m$

Метеостанция	$z$ , км	$m_{жс}$	$n$	$m_m$
Усть-Каменогорск	0,28	0,65	0,79	1,62
Шемонаиха	0,33	0,49	0,72	1,99
Лениногорск	0,81	0,43	0,76	1,51

Следует отметить, что при моделировании снегозапасов и поступлении воды на поверхность бассейна в условиях ограниченной информации часто возникает необходимость в использовании наблюдений метео-

рологических станций и постов, расположенных в аномальных условиях, например, в замыкающих горных котловинах или за пределами рассматриваемого бассейна. В этом случае значения указанных метеорологических элементов могут быть определены с помощью следующих выражений:

$$\bar{\theta} = a_{\theta} \bar{\theta}^* + v_{\theta} \quad (24)$$

$$e = a_e e^* + v_e, \quad (25)$$

$$x_{жс} = a_{жс} x_{жс}^* + v_{жс}, \quad (26)$$

$$x_m = a_m x_m^* + v_m, \quad (27)$$

где  $\bar{\theta}^*$ ,  $e^*$ ,  $x_{жс}^*$ ,  $x_m^*$  - величины, соответственно среднесуточных значений температуры и влажности воздуха, жидких и твердых осадков, измеренных в аномальных условиях;  $a_{\theta}$ ,  $a_e$ ,  $a_{жс}$ ,  $a_m$ ,  $v_{\theta}$ ,  $v_e$ ,  $v_{жс}$ ,  $v_m$  - параметры, характеризующие репрезентативность наблюдений рассматриваемых метеорологических элементов по отношению к рассматриваемому бассейну.

Параметры, характеризующие репрезентативность наблюдений, определяются с помощью графиков связи значений метеозлементов, измеренных на метеорологической станции и в рассматриваемом бассейне. Для этого в первую очередь необходимо использовать материалы кратковременных метеорологических наблюдений учреждений Гидрометслужбы и проектно-изыскательских организаций. В ряде случаев с целью получения указанных материалов следует организовать параллельные наблюдения в течение 1 - 3 лет. Для организации таких кратковременных наблюдений могут быть использованы автоматические радиометеорологические станции.

В качестве примера рассмотрим изменение атмосферных осадков с высотой местности в центральной части северного склона Заилийского Алатау. На рис.3 и 4 приведены зависимости исправленных осадков за отдельные месяцы и кварталы, а также за холодный (ноябрь - март) и теплый (апрель - октябрь) периоды года, от высоты местности по метеорологическим станциям Каменское плато (1350 м), Селестоковая станция (1712 м), Усть-Горельник (2272 м) и Мынжилки (3017 м).

Сведения о величине исправленных осадков по указанным метеостанциям приведены в Справочнике по климату СССР [17]. Кроме этого для построения зависимостей осадков от высоты местности были использованы

после введения поправок и приведения к норме данные наблюдений Сектора географии АН Казахской ССР в пункте Туюксу I (3450 м) за 1972 – 1984 гг.

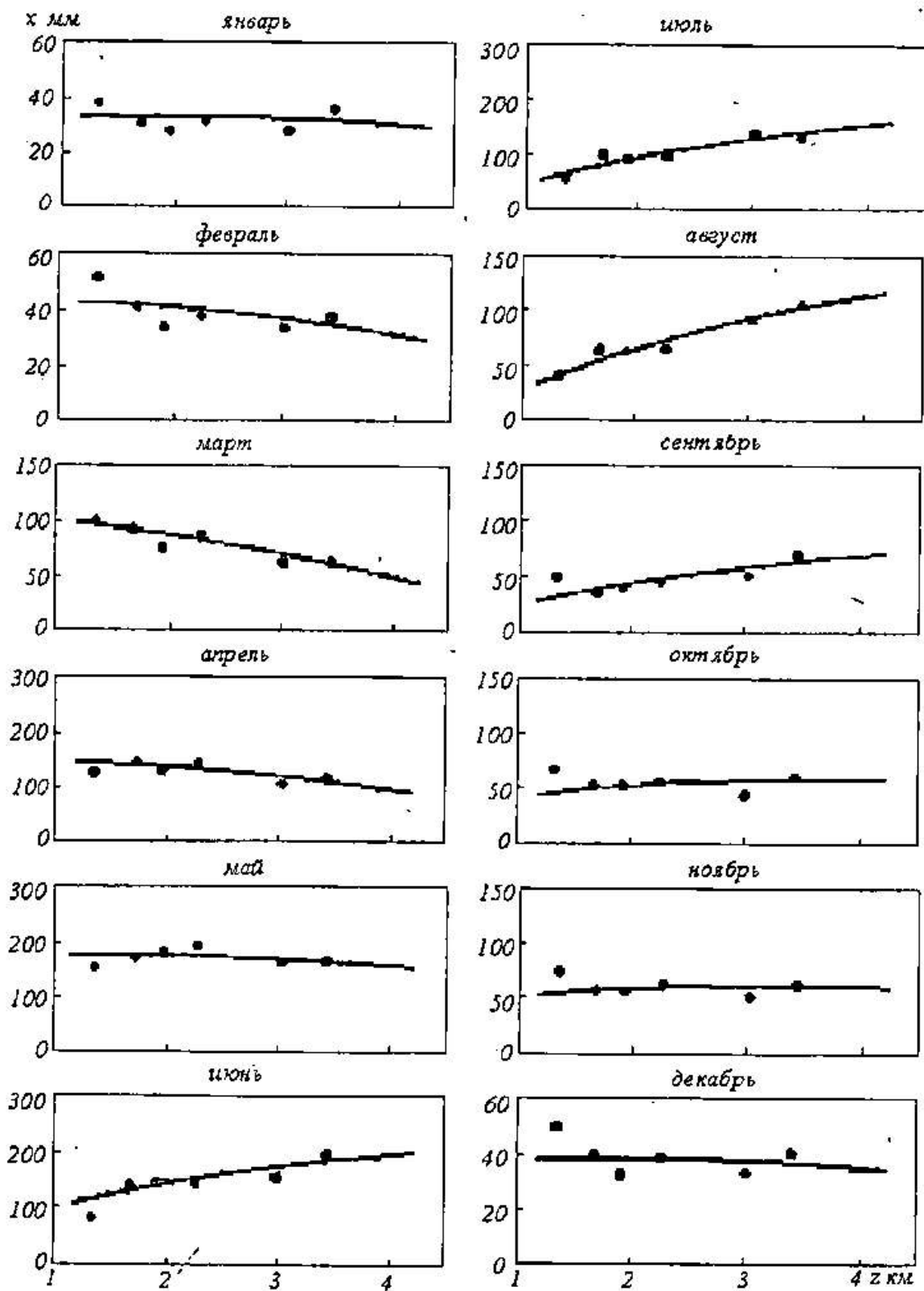


Рис. 3. Зависимость средних многолетних осадков за отдельные месяцы от высоты местности для горных бассейнов центральной части северного склона Заилийского Алатау.

Исследования И.С. Соседова [15] показали, что в годовом ходе осадков низкогорной зоны северного склона Заилийского Алатау наблюдаются два минимума - зимний и летний и два максимума - весенний (высокий) и осенний (низкий). Им также установлено, что с высотой местности наблюдается увеличение весенне-летних осадков, перемещение весеннего максимума на более поздние сроки и исчезновение летнего минимума; количество зимних осадков с высотой практически не увеличивается из-за низкого положения уровня конденсации.

Характеристики внутригодового распределения осадков, приведенные на рис.3, 4 и 5, показывают, что в низкогорной зоне северного склона Заилийского Алатау минимумы осадков наблюдаются в январе и августе-сентябре, а максимумы - в мае и октябре-ноябре. С увеличением высоты местности величина и внутригодовое распределение осадков существенно изменяются; весенне-летние осадки увеличиваются, их максимумы перемещаются с мая на июнь; относительные значения осадков за апрель-май уменьшаются, а за июнь-сентябрь увеличиваются, что приводит к исчезновению летнего минимума и осеннего максимума.

Анализ изменения осадков за отдельные кварталы (рис.4) показывает, что с высотой местности наблюдается уменьшение их значений в первом квартале и увеличение в третьем квартале. Во втором и четвертом кварталах изменение осадков с повышением местности не наблюдается. В холодный период (ноябрь - март) отчетливо прослеживается тенденция к уменьшению осадков, а в теплый период (апрель - октябрь) - к их увеличению с ростом высоты местности.

Относительные значения осадков с высотой местности (рис.5) уменьшаются в первом и втором кварталах и существенно увеличиваются в третьем квартале.

Относительная величина осадков за четвертый квартал не имеет четко выраженной тенденции к изменению с высотой местности. В холодный период (XI - III) наблюдается уменьшение, а теплый - увеличение относительной величины осадков с повышением местности. Как известно [2, 3], при моделировании осадков в горных бассейнах, их изменение можно рассматривать только от высоты местности и времени. Нелинейный характер зависимостей средних многолетних месячных осадков от высоты местности указывает на возможность их описания с помощью функции (13).

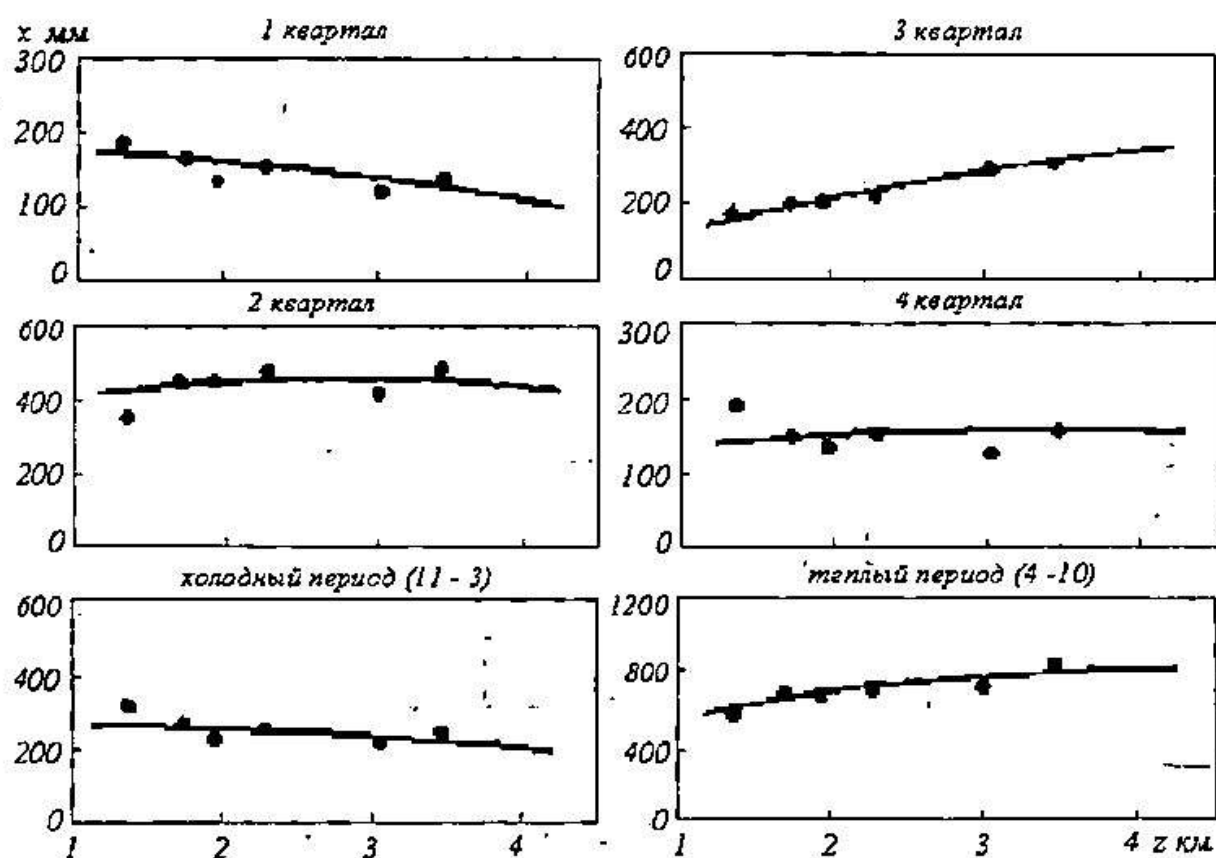


Рис. 4. Зависимость средних многолетних осадков за отдельные кварталы, холодный (ноябрь – март) и теплый (апрель – октябрь) периоды от высоты местности для горных бассейнов центральной части северного склона Заилийского Алатау.

Изменение параметров  $k_2$  и  $k_3$  этой зависимости при  $z = 2$  км внутри года для центральной части северного склона Заилийского Алатау показано на рис. 6. Зависимости, характеризующие годовой ход параметров  $k_2$  и  $k_3$ , имеют следующее аналитическое выражение:

$$k_2 = 0,14 + 0,34 \cos \frac{2\pi}{365} (t - 235), \quad (28)$$

$$k_3 = -0,039 + 0,019 \cos \frac{2\pi}{365} (t - 80). \quad (29)$$

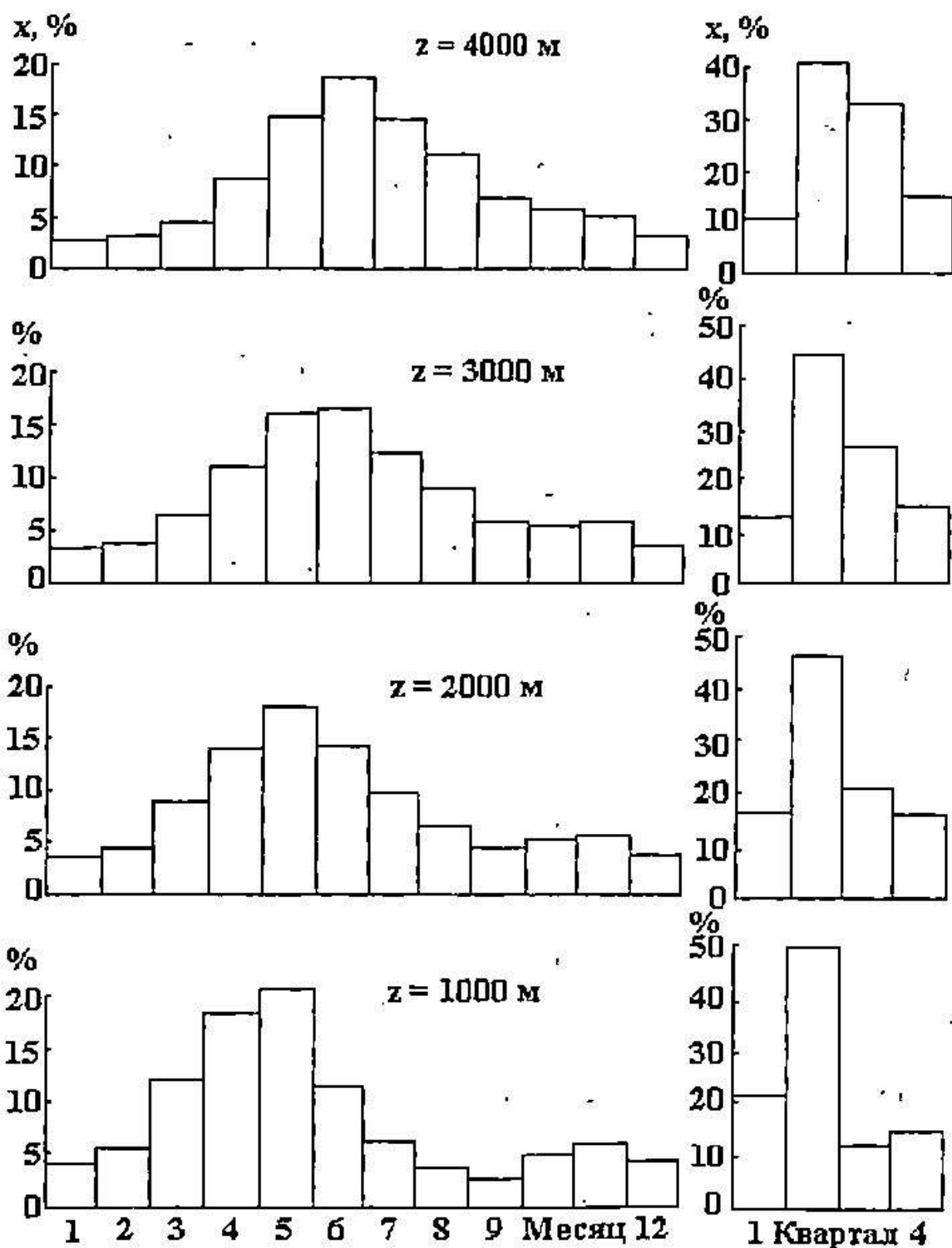


Рис. 5. Внутригодовое распределение средних многолетних месячных осадков по отношению к их годовым значениям (%) в центральной части северного склона Зайлийского Алатау.

Данные, приведенные на рис.6, показывают, что минимальные значения параметра  $k_2$  наблюдаются в феврале-апреле, а максимальные - в июле-сентябре. Годовой ход параметра  $k_3$  имеет примерно противоположный характер: максимальные значения наблюдаются в феврале-

апреле, а минимальные - в сентябре-октябре. Такое распределение значений параметров  $k_2$  и  $k_3$  обусловлено внутригодовым изменением высотного положения максимума осадков в горах.

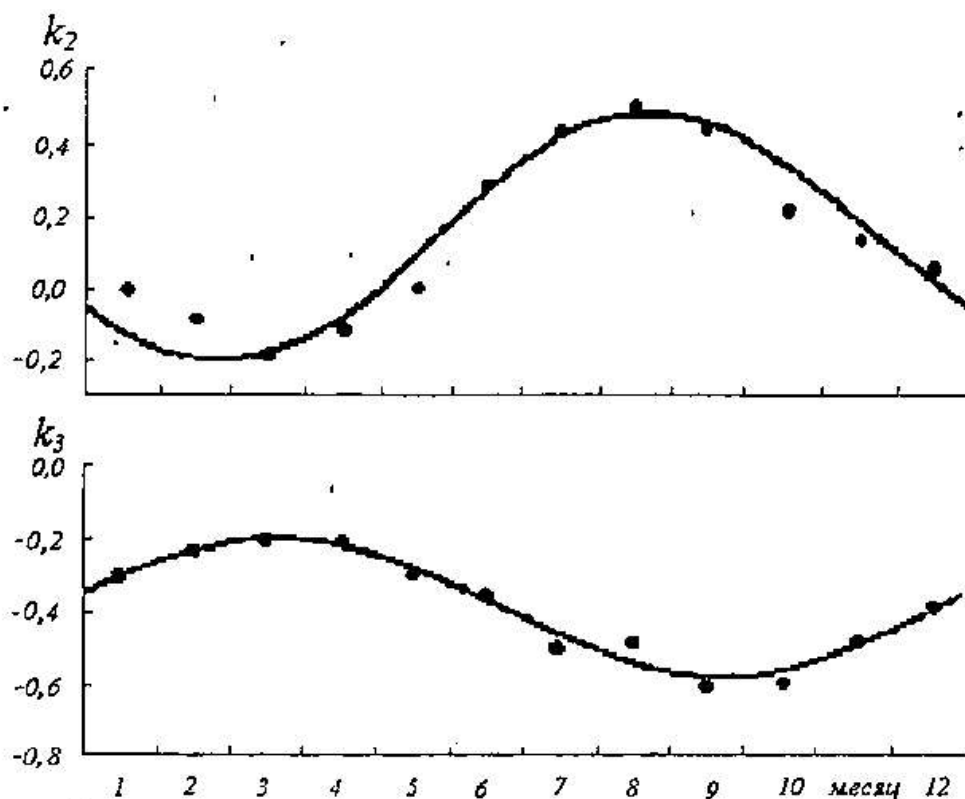


Рис. 6. Внутригодовое изменение параметров  $k_2$  и  $k_3$  в горных бассейнах центральной части Заилийского Алатау.

При низком положении максимума осадков в горах, наблюдающемся в холодную часть года, их величина с высотой местности практически не изменяется или имеет наибольшую тенденцию к уменьшению, близкую к линейной. Такое изменение осадков с высотой местности соответствует небольшим отрицательным значениям параметров  $k_2$  и  $k_3$ .

При высоком положении максимума осадков в теплый период года, наблюдается существенно нелинейный рост их величин с высотой местности. Такое изменение осадков с высотой местности соответствует высоким положительным значениям параметра  $k_2$  и низким отрицательным значениям параметра  $k_3$ .

Полученные результаты хорошо согласуются с выводами И.С. Соседова о закономерностях изменения годового хода осадков в горных бассейнах. Они показывают, что внутригодовое распределение осадков низкорных зон северного склона Заилийского Алатау, характеризующееся

зимним и летним минимумами и весенним (высоким) и осенним (низким) максимумами, существенно изменяются с высотой местности за счет перемещения весеннего максимума на более позднее время года. В результате во внутригодовом ходе осадков, встречающихся в высокогорных зонах, наблюдается всего один зимний минимум в январе и один летний максимум в июне. Автором показано, что с увеличением высоты нулевой изотермы, а следовательно и уровня конденсации, наблюдается перемещение максимума поля осадков из низкогорных в высокогорные зоны речных бассейнов [7]. Указанное явление обуславливает изменение внутри годового распределения месячных осадков с высотой местности. Ход параметров  $k_2$  и  $k_3$  также определяется изменением внутри года высотного положения нулевой изотермы, а, следовательно, и уровня конденсации в горах.

В заключение следует отметить, что предлагаемые модели могут быть успешно использованы для расчета температуры воздуха и атмосферных осадков в горных бассейнах по суточным интервалам времени. Это позволит использовать их для описания процессов снегонакопления, снеготаяния и формирования стока горных рек.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Аэроклиматический справочник СССР. Основные аэроклиматические характеристики. Казахская ССР. - М.: Гидрометеиздат, 1957. - Вып. 5. - 335 с.
2. Боровикова Л.Н. и др. Математическое моделирование процесса стока горных рек / Боровикова Л.Н., Денисов Ю.М., Трофимова Е.Б., Шенцис И.Л. - Л.: Гидрометеиздат, 1972. - 151 с.
3. Боровикова Л.Н., Денисов Ю.М. Модель поступления воды на поверхность горного бассейна и некоторые результаты ее проверки на бассейнах рек Западного Тянь-Шаня // Труды САНИИ. - 1970. - Вып. 52(67). - С. 3 - 20.
4. Браславский А.П., Чистяева С.П. Определение исправленных атмосферных осадков по методике ГГО // Труды КазНИИ. - 1979. - Вып. 65. - С. 3 - 94.
5. Глазырин Г.Е. Фазовое состояние осадков в горах в зависимости от приземной температуры воздуха // Метеорология и гидрология. - 1970. - № 1. - С. 30 - 34.



6. Глазырин Г.Е. Распределение и режим горных ледников. – Л.: Гидрометеиздат, 1985. – 181с. ,
7. Голубцов В.В. О распределении вероятностей выпадения максимальных осадков по высотным зонам при различном положении нулевой изотермы // Труды САРНИГМИ. – 1972. - Вып. 1(82). - С. 70 – 76.
8. Голубцов В.В. Оценка точности учета жидких осадков осадкомером Третьякова // Труды ГГИ. - 1962. - Вып. 95. – С. 15 – 24.
9. Денисов Ю.М. Схема расчета гидрографа стока горных рек. - М.: Гидрометеиздат, 1965. – 102 с.
10. Литовченко А.Ф. Экспериментальное изучение элементов водного баланса горных водосборов. - Киев: Высшая школа. - 1986. – 186 с.
11. Мансурова Е.П., Соседов И.С. Опыт оценки величины атмосферных осадков в горах Заилийского Алатау // Сб. Гидрофизические исследования в горных районах Казахстана. - Алма-Ата, 1969. - С. 3 – 18.
12. Ревякин В.С., Галахов В.П. Вещественный баланс ледников Алтая // Сб. Вопросы горной гидрологии. - Алма-Ата, 1977. - С. 116 – 130.
13. Семенов В.А., Охинченко А.И. К вопросу учета твердых осадков // Труды КазНИГМИ. – 1961. - Вып. 16. - С. 87 – 92.
14. Соседов И. С. и др. Водный баланс и водные ресурсы северного склона Джунгарского Алатау / Соседов И.С., Филатова Л.Н., Киктенко О.В. и др. / Алма-Ата: Наука, 1984. – 152 с.
15. Соседов И.С. Исследование баланса снеговой влаги на горных склонах в Заилийском Алатау. - Алма-Ата: Наука, 1967. – 108 с.
16. Соседов И.С., Филатова Л.Н., Киктенко О.В. и др. Температурный и водный режим горных склонов. - Алма-Ата: Наука, 1983. – 92 с.
17. Справочник по климату СССР. Влажность воздуха, атмосферные осадки, снежный покров. - Л.: Гидрометеиздат, 1968. – Вып. 18, ч. 4. – 550 с.
18. Справочник по климату СССР. Температура воздуха и почвы. – Л.: Гидрометеиздат, 1966. - Вып. 18, ч. 2. – 656 с.
19. Струзер Л.Р. Основные недостатки и пути улучшения методов измерения атмосферных осадков // Труды ГГО. - 1965. - Вып. 175. - С. 120 – 133.
20. Судаков П.А. К вопросу об учете атмосферных осадков в высокогорных районах Заилийского Алатау // Сб. Гляциологические исследования в Казахстане. - 1965. - Вып. 5. - С. 34 – 44.

21. Хотимский В. Выравнивание статистических рядов по методу наименьших квадратов (способ Чебышева). - М.: Госстатиздат, 1959. - 87 с.
22. Черкасов П.А., Ерисковская Л.А. Фазовый состав атмосферных осадков ледниковой зоны Джунгарского Алатау в теплый период года // Материалы гляциологических исследований. - 1996. - Вып. 80. - С. 154 - 157.
23. Черкасов П.А., Ермекбаев Т. Вертикальный градиент температуры воздуха на северном склоне Джунгарского Алатау в абляционный период // Сб. Снежные лавины и ледники Казахстана. - Алма-Ата, 1977. - С. 122 - 133.
24. Шувахин Е.А. Об ошибках измерения жидких осадков в условиях Казахстана // Труды ГГО. - 1966. - Вып. 195. - С. 183 - 189.

Казахский научно-исследовательский институт  
мониторинга окружающей среды и климата

## **АУА ТЕМПЕРАТУРАСЫНЫҢ ӨЗГЕРУІ МЕН АТМОСФЕРАЛЫҚ ЖАУЫН-ШАШЫНДАРДЫ ЖЕРДІҢ БИІКТІГІНЕ ҚАРАЙ ҮЛГІЛЕУ**

Геогр. ғылымд. канд.    В.В. Голубцов

*Ауа температурасының өзгеруі мен атмосфералық жауын-шашындарды жердің биіктігіне қарай үлгілеу мәселелері қарастырылған. Қарастырылып отырған Батыс үшін математикалық өрнектер мен оларды бағалау өлиемдері келтірілген. Ұсынылып отырған үлгілерді ауа температурасы мен атмосфералық жауын-шашындарды тәуліктік уақыт бөліктері бойынша есептеу үшін пайдалануға болады.*