

УДК 551.48

Г. С. РАТУШНЯК

ИСПАРЕНИЕ С ПОВЕРХНОСТИ СНЕЖНОГО ПОКРОВА В ЗАБАЙКАЛЬЕ

Результаты исследований испарения с поверхности снежного покрова в рассматриваемом регионе [1—3, 5 и др.] свидетельствуют, что недоучет величин испарения при определении увлажнения за зимний период может привести к значительным погрешностям в воднобалансовых расчетах.

Определение величин испарения со снежного покрова путем непосредственных измерений на больших и слабо изученных территориях Забайкалья трудоемко. Приемлемым является использование обобщающих эмпирических зависимостей испарения с поверхности снежного покрова от метеорологических факторов. В связи с тем, что эти формулы получены по экспериментальным данным, в основном ЕТС, случайные ошибки вычисления месячных и сезонных значений испарения с поверхности снежного покрова составляют 30% [7].

При анализе характера пространственно-временной изменчивости величин испарения с поверхности снежного покрова нами использованы полученные по генетическим уравнениям связи метода гидролого-климатических расчетов [4] величины испарения за ноябрь—март на 200 метеостанциях. Результаты расчетов свидетельствуют, что средние многолетние величины испарения со снежного покрова изменяются от 20 мм в межгорных котловинах северных районов до 60 мм — в горных южных районах (таблица). В южных степных районах из-за сильных и сухих ветров 30—60% зимних осадков испаряется.

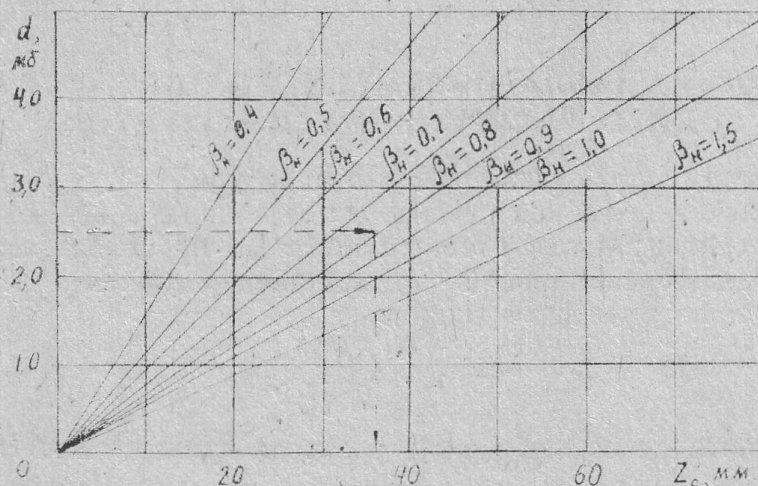
Испарение с поверхности снежного покрова за ноябрь—март и параметры, определяющие его величину

Метеостанция	Испарение Z_c , мм	Дефицит влажности воздуха d , мб	Показатель увлажнения β_H
Уоян	19	1,5	0,71
Муя	18	1,7	0,70
Чара	20	1,5	0,72
Баунт	26	2,2	0,76
Баргузин	24	2,6	0,55
Калакан	24	1,8	0,72
Романовка	29	2,6	0,67
Усугли	30	2,6	0,63
Хоринск	24	3,2	0,50
Чита	34	3,3	0,72
Хилок	37	3,0	0,62
Малета	31	2,7	0,61
Закаменская	50	4,2	0,66
Кяхта	32	3,7	0,57
Красный Чикой	35	2,8	0,68

С помощью анализа величин испарения со снежного покрова за конкретные годы сорокалетнего периода можно изучить динамику теп-

ловлагообмена в зимний период. Характер пространственно-временного распределения величин испарения со снежного покрова в конкретные годы подчиняется тем же закономерностям, что и в средний год. Совпадение во времени экстремумов испарения со снежного покрова и водного эквивалента теплоэнергетических ресурсов является доказательством того, что испарение в зимний период лимитируется ресурсами тепла. Испарение за зимний период составляет 5—15% его годовых сумм. Коэффициенты вариации величин испарения со снежного покрова составляют 0,20—0,35, наименьшие их значения — со снежного покрова в районах со значительными атмосферными осадками за зимний период.

Совместное исследование формируемых в рассматриваемом регионе величин испарения с поверхности снежного покрова и дефицитов влажности воздуха позволило установить характер их взаимосвязи, обусловленный степенью тепло- и влагообеспеченности подстилающей поверхности. В качестве показателя тепло- и влагообеспеченности принято годовое среднемноголетнее относительное суммарное увлажнение β_H , характеризующее отношение ресурсов влаги к водному эквиваленту теплоэнергетических ресурсов [6].



Номограмма для определения величины испарения с поверхности снежного покрова

Между испарением с поверхности снежного покрова и дефицитом влажности воздуха существует зависимость (рисунок)

$$Z_c = K \Sigma d,$$

где Z_c — испарение со снежного покрова, мм;

Σd — сумма средних месячных дефицитов влажности воздуха за расчетный период, мб;

K — коэффициент пропорциональности.

Значения K зависят от степени тепло- и влагообеспеченности подстилающей поверхности. Установленный характер взаимосвязи позволил разработать номограмму $Z_c = f(d, \beta_H)$ (рисунок) для определения величин испарения с поверхности снежного покрова в различных физико-географических условиях Забайкалья. Определяемые с помощью номограммы величины испарения с поверхности снежного покрова хорошо согласуются с региональными материалами экспериментальных исследований [1—3, 5].

ЛИТЕРАТУРА

1. Беркин Н. С. О зимнем испарении в горных районах Прибайкалья//Снежный покров и лавинная опасность юго-западного Прибайкалья. — Чита, 1973.
2. Коломыц Э. Г. Снежный покров горно-таежных ландшафтов севера Забайкалья. — М.—Л.: 1966.
3. Материалы наблюдений над испарением с поверхности снежного покрова. — Л.: 1976.
4. Мезенцев В. С. Расчеты водного баланса. — Омск: 1976.
5. Осокин Н. М. География снежного покрова востока Забайкалья. — Чита: 1969.
6. Ратушняк Г. С. Относительные показатели теплообеспеченности и увлажненности территории Бурятии//Тр./ОмСХИ. — 1975. — Т. 129.
7. Рекомендации по расчету испарения с поверхности суши. — Л.: 1976.

УДК 551.48+556.06

В. С. МЕЗЕНЦЕВ,
О. В. МЕЗЕНЦЕВА,
А. В. МЕЗЕНЦЕВ,
С. Д. ПОЛИСАДОВ

МЕТОДИКА ЗАБЛАГОВРЕМЕННОГО ОПРЕДЕЛЕНИЯ ВОДНЫХ РЕСУРСОВ ВЕСЕННЕГО СТОКА

Методическая часть. Известные в литературе [1, 2, 5 и др.] заблаговременные расчеты объемов речного стока вообще и весеннего стока в особенности основываются, главным образом, на использовании жесткой модели дифференциальной кривой распределения интенсивности изменения стока в виде функции

$$\Phi(\rho_H) = \frac{Sh^2 \rho_H}{Ch^3 \rho_H}, \quad (1)$$

где ρ_H — отношение осенне-зимних ресурсов увлажнения H к свободной на начало холодного (предикторного) периода регулирующей емкости водосбора P_0 ;

$$\rho_H = \frac{H}{P_0}; \quad (2)$$

Sh и Ch — символы гиперболических синуса и косинуса; размерность H и P_0 в мм слоя воды.

Интегральной кривой распределения интенсивности изменения стока, или кривой обеспеченности, является функция

$$F(\rho_H) = \int \Phi(\rho_H) d\rho_H = 1 - Ch^2 \rho_H. \quad (3)$$

Величина же относительного стока определяется путем интегрирования функции $F(\rho_H)$, то есть

$$\rho_Y(\rho_H) = \int F(\rho_H) d\rho_H = 1 - th \rho_H, \quad (4)$$

здесь $\rho_Y = Y/P_0$ — относительный сток, мм; th — символ гиперболического тангенса. (5)

Пределами изменения величин H и Y являются

$$\begin{aligned} 0 \leq H < \infty \quad (\text{практически величина } H \text{ конечная}), \\ 0 \leq Y < H. \end{aligned} \quad (6)$$