

ГЛАВНОЕ УПРАВЛЕНИЕ ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОЙ СЛУЖБЫ
ПРИ СОВЕТЕ МИНИСТРОВ СССР

Т Р У Д Ы
ГЛАВНОЙ ГЕОФИЗИЧЕСКОЙ
ОБСЕРВАТОРИИ

имени А. И. ВОЕЙКОВА

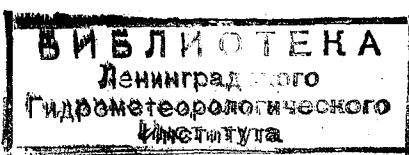
ВЫПУСК 108

МЕТОДИКА МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ НАБЛЮДЕНИЙ

Под редакцией

кандидатов геогр. наук

И. А. БЕРЛИН и И. Л. КОПАНЕВА.



ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОЕ ИЗДАТЕЛЬСТВО

ЛЕНИНГРАД • 1960

АННОТАЦИЯ

Сборник содержит статьи по методике метеорологических наблюдений и их обработке; предназначен для специалистов метеорологов, работающих в управлениях гидрометслужбы и на сети гидрометеорологических станций.

НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ РАЦИОНАЛИЗАЦИИ СНЕГОСЪЕМОК

Рассматривается вопрос о точности определения средних значений характеристик снежного покрова на маршруте и о точности их линейной интерполяции во времени.

Полученные результаты позволяют выбрать обеспечивающий заданную точность маршрут снегосъемки и интервал времени между снегосъемками, если известны пространственные и временные структурные функции характеристик снежного покрова.

1. В связи с запросами различных отраслей народного хозяйства на гидрометеорологической сети проводятся многочисленные снегосъемки, на которые затрачивается труд целой армии гидрометнаблюдателей. Рациональное размещение пунктов наблюдения по территории и выбор частоты снегосъемок во времени являются вопросами очень большой важности. Ниже рассматриваются некоторые аспекты этой сложной проблемы, которые, как нам представляется, могут служить обоснованием для определенной рационализации снегосъемок.

Из многих вопросов, решение которых необходимо при разработке методики снегосъемок, мы остановимся на выборе длины промерной линии и числа точек измерения на ней, а также на выборе частоты снегосъемок во времени.

Очевидно, этот выбор должен основываться на изучении пространственной и временной изменчивости характеристик снежного покрова. Для этой цели может быть использован большой материал по снегосъемкам, накопленный за предыдущие годы.

Пространственную и временную изменчивость снежного покрова можно характеризовать структурной функцией. Структурная функция, представляющая собой средний квадрат разности изучаемой величины на некотором интервале, с успехом используется в исследованиях как теоретического, так и прикладного характера (см., например [3, 7, 8]). Пространственная структурная функция определяется по формуле

$$b_f(\lambda) = \overline{[f(x+\lambda) - f(x)]^2}, \quad (1)$$

где λ — длина интервала, на котором изучается изменчивость.

Осреднение производится по большому количеству съемок. Будем считать, что выполняется условие однородности изучаемой величины f , т. е. структурная функция b_f не зависит от положения исходной точки x , но зависит от длины интервала λ .

Структурная функция характеризует не только изменчивость

изучаемой величины, но и связь между значениями, которые она принимает на концах интервала. Можно показать, что

$$b_f(\lambda) = 2\sigma_f^2 [1 - r_f(\lambda)], \quad (2)$$

где σ_f^2 — дисперсия величины f , $r_f(\lambda)$ — коэффициент корреляции между значениями ее в точках, расположенных на расстоянии λ друг от друга.

Таким образом, усиление связи между значениями характеристик снежного покрова на концах фиксированного интервала приводит к уменьшению структурной функции, а ослабление связи — к росту структурной функции. В частности, из формулы (2) следует, что

$$b_f(0) = 0, \quad b_f(\infty) = 2\sigma_f^2, \quad (3)$$

так как в точках, расположенных на достаточно больших расстояниях друг от друга, значения величины f являются независимыми. Практически „насыщающее“ значение структурной функции $b_f(\infty)$ достигается при некотором конечном значении интервала $\lambda_{\text{нас}}$ и при дальнейшем увеличении интервала $b_f(\lambda)$ испытывает лишь небольшие колебания около этого значения.

Изменчивость изучаемой величины f во времени можно характеризовать временной структурной функцией

$$b_f(\tau) = \overline{[f(t + \tau) - f(t)]^2}, \quad (4)$$

где τ — интервал времени, для которого изучается изменчивость, а черта означает осреднение по некоторому ряду лет.

При этом мы также считаем выполняющимся условие однородности величины f во времени.

2. Наиболее важными для практики являются средние значения характеристик снежного покрова для данного района. Если x и y — координаты точки измерения, а f — изучаемая характеристика снежного покрова, то среднее значение ее $\bar{f}$ определяется равенством

$$\bar{f} = \frac{1}{XY} \int_0^Y \int_0^X f(x, y) dx dy, \quad (5)$$

где X и Y — длина и ширина изучаемой территории.

Таким образом, средние величины должны получаться путем обработки площадных снегомерных съемок.

Рассмотрим случай, когда в изучаемом районе распределение характеристик снежного покрова является изотропным. Под изотропностью будем понимать равенство средних значений характеристик снежного покрова, полученных по измерениям на любом маршруте достаточно большой длины, проходящем на данной территории.

В этом случае, например,

$$\frac{1}{X} \int_0^X f(x, y) dx = C, \quad (6)$$

причем величина C не зависит от y . Подстановка этого выражения в (5) дает $\bar{f} = C$.

Следовательно, в случае изотропности нахождение средних величин характеристик снежного покрова на территории может быть сведено к обработке данных измерений на линейном маршруте. Этот случай является наиболее важным, и рекомендации Наставления об однородности и характерности участка для снегосъемок до некоторой степени совпадают с условием изотропности. Впредь условие изотропности будет считаться выполняющимся.

Если бы во всех точках достаточно длинного маршрута производились абсолютно точные измерения характеристик снежного покрова, то обработкой результатов измерения были бы получены точные значения средних величин. В действительности же измерения производятся лишь в ограниченном числе точек на конечном маршруте. Кроме того, эти измерения сопровождаются ошибками как за счет недостатков прибора, так и за счет ошибок наблюдателей. Поэтому полученные путем обработки материалов наблюдений средние, как правило, отличаются от точных значений. Погрешности в определении средних зависят от длины маршрута и числа промерных точек на нем.

Величина погрешности определения средней может служить критерием правильности выбора данного маршрута снегосъемки. Если эта погрешность не превышает некоторой максимально допустимой величины, определяемой требованиями практики, то маршрут может быть использован. Если погрешность больше допустимой, то необходимо выбрать другой маршрут. Таким образом, необходима статистическая обработка материалов снегосъемок на данной территории и нахождение погрешностей определения средней в зависимости от длины маршрута и числа промерных точек на нем.

На необходимость статистического подхода при изучении снежного покрова впервые указал М. А. Великанов [1]. Великанов считал, что значения характеристик снежного покрова в соседних точках являются независимыми друг от друга. Поэтому для нахождения средних по территории величин измерения можно делать не в фиксированных точках, а в любых точках данной территории, лишь бы число измерений было достаточно большим.

Однако слишком большое число измерений производить практически невозможно. И. И. Селецкий [5] показал, что, ограничиваясь сравнительно небольшим числом измерений, можно получить среднюю величину для данного участка с достаточной степенью точности. Погрешность определения средней при этом может быть найдена по известным формулам теории ошибок.

Вопрос о точности снегосъемок подробно рассматривается в статье И. С. Шпака [6]. В этой статье показано, что в действительности значения высоты снежного покрова и запаса воды в снеге в соседних точках не являются независимыми друг от друга. Ввиду наличия связи между ними нахождение погрешности определения средней затруднительно.

Некоторые авторы предлагают производить измерения на таких расстояниях друг от друга, чтобы измерения практически были независимыми. В этом случае трудностей при оценке точности не возникает. Следует иметь в виду, что значительное увеличение интервала между промерными точками может существенно увеличить трудоемкость снегосъемок.

И. С. Шпак считает, что и при интервалах 10—20 м между промерными точками для приблизительной оценки точности можно пользоваться формулами теории ошибок. Так как величина ошибок по этим формулам получается заниженной в несколько раз, то в формулы приходится вводить соответствующий поправочный множитель.

Представляет, однако, интерес точная оценка ошибок определения средней. Ниже выводятся формулы для их нахождения. Они выводятся для прямолинейных маршрутов, практически наиболее важных. Аналогичные формулы могут быть получены для маршрутов произвольного вида.

Рассмотрим сначала погрешности в определении средних величин, связанные с конечностью маршрута снегосъемки. При этом считаем, что в каждой точке маршрута измеряются точные значения изучаемой характеристики снежного покрова f .

Если l — длина данного маршрута, а L — длина большого маршрута, частью которого является маршрут l , то погрешность определения средней, обусловленная конечностью маршрута, находится следующим образом:

$$\delta_1(l) = \lim_{L \rightarrow \infty} \left[\frac{1}{l} \int_0^l f(x) dx - \frac{1}{L} \int_0^L f(x) dx \right]. \quad (7)$$

Возводя это выражение в квадрат и выполняя некоторые преобразования, получим

$$\delta_1^2(l) = \lim_{L \rightarrow \infty} \left\{ \frac{1}{lL} \int_0^L \int_0^l [f(x) - f(\eta)]^2 dx d\eta - \right. \\ \left. - \frac{1}{2L^2} \int_0^L \int_0^L [f(x) - f(\eta)]^2 dx d\eta - \frac{1}{2l^2} \int_0^l \int_0^l [f(x) - f(\eta)]^2 dx d\eta \right\}. \quad (8)$$

Величина погрешности в каждом отдельном случае может иметь различные значения и даже менять свой знак. Однако средние значения погрешностей оказываются однозначно связанными с пространственной изменчивостью изучаемых величин на данной территории.

Производя осреднение выражения (8) и вводя пространственную структурную функцию (1), получаем

$$\overline{\delta_1^2(l)} = \lim_{L \rightarrow \infty} \left\{ \frac{1}{lL} \int_0^L \int_0^l b_f(x - \eta) dx d\eta - \right. \\ \left. - \frac{1}{2L^2} \int_0^L \int_0^L b_f(x - \eta) dx d\eta - \frac{1}{2l^2} \int_0^l \int_0^l b_f(x - \eta) dx d\eta \right\}. \quad (9)$$

В правой части (9) стоят три однотипных двойных интеграла, которые введением новой переменной $z = x - \eta$ и изменением порядка интегрирования могут быть сведены к однократным.

Например,

$$\int_0^L \int_0^l b_f(x - \eta) dx d\eta = l \int_0^l b_f(x) dx + l \int_0^{L-l} b_f(x) dx + \\ + L \int_{L-l}^L b_f(x) dx - \int_{L-l}^L x b_f(x) dx - \int_0^l x b_f(x) dx.$$

Представляя аналогичным образом остальные два интеграла и подставляя их в (9), получим после перехода к пределу

$$\overline{\delta_1^2(l)} = \frac{b_f(\infty)}{2} + \frac{1}{l^2} \int_0^l x b_f(x) dx - \frac{1}{l} \int_0^l b_f(x) dx. \quad (10)$$

Эта формула дает среднюю погрешность определения средней на бесконечном маршруте, по данным измерения на маршруте, длины l . Если бы измерения производились во всех точках маршрута, то она представляла бы полную погрешность. Однако при снегосъемках

измерения производятся лишь в некоторых дискретных точках маршрута, что приводит к дополнительной ошибке.

Если обозначить число измерений n , а точки, в которых производятся измерения, x_i ($i = 1, 2, 3 \dots n$), то эта дополнительная ошибка может быть определена следующим образом:

$$\delta_2(l, n) = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n f(x_i) - \frac{1}{l} \int_0^l f(x) dx. \quad (11)$$

Возводя это выражение в квадрат, можно получить

$$\begin{aligned} \delta_2^2(l, n) = & \frac{1}{nl} \sum_{i=1}^n \int_0^l [f(x_i) - f(x)]^2 dx - \\ & - \frac{1}{2l^2} \int_0^l \int_0^l [f(x) - f(\eta)]^2 dx d\eta - \frac{1}{2n^2} \sum_{i,k=1}^n [f(x_i) - f(x_k)]^2. \end{aligned}$$

После осреднения и введения пространственной структурной функции имеем

$$\begin{aligned} \overline{\delta_2^2(l, n)} = & \frac{1}{nl} \sum_{i=1}^n \int_0^l b_f(x - x_i) dx - \frac{1}{2l^2} \int_0^l \int_0^l b_f(x - \eta) dx d\eta - \\ & - \frac{1}{2n^2} \sum_{i,k=1}^n b_f(x_i - x_k). \end{aligned} \quad (12)$$

Формула (12) дает среднюю погрешность определения средней на маршруте длиной l вследствие конечности числа промерных точек на нем. Эта погрешность может представить и самостоятельный интерес в случаях, когда необходимо получить среднее значение величины f не по всей территории, а лишь по некоторому конечному маршруту.

При равноотстоящих точках измерения эта формула принимает вид

$$\begin{aligned} \overline{\delta_2^2(l, n)} = & \frac{2}{nl} \sum_{i=1}^{n-1} \int_0^{x_i} b_f(x) dx + \frac{1}{l^2} \int_0^l x b_f(x) dx - \\ & - \frac{n-1}{nl} \int_0^l b_f(x) dx - \frac{1}{n^2} \sum_{i=1}^{n-1} (n-i) b_f(x_i). \end{aligned} \quad (13)$$

Формулы (10) и (13) дают отдельно погрешности определения средней на маршруте за счет конечности его и за счет конечности числа точек измерения.

В формулах (12) и (13) длина маршрута, по которому определяется средняя, и длина отрезка его, где расположены промерные точки, совпадают и обозначаются l .

В общем случае, если определяется точность среднего значения величины f на маршруте длиной l , а промерные точки расположены

лишь на некоторой его части l , формулу (12) можно записать в виде

$$\overline{\delta_f^2(\tilde{l}, l, n)} = \frac{1}{nl} \sum_{i=1}^n \int_0^{\tilde{l}} b_f(x - x_i) dx - \frac{1}{2\tilde{l}^2} \int_0^{\tilde{l}} \int_0^{\tilde{l}} b_f(x - \eta) dx d\eta - \frac{1}{2n^2} \sum_{i,k=1}^n b_f(x_i - x_k). \quad (14)$$

Если в этой формуле устремить $\tilde{l}$ к бесконечности, то она дает погрешность определения средней на достаточно большом маршруте по измерениям в n дискретных точках, расположенных на отрезке его l ,

$$\overline{\delta_f^2(l, n)} = \lim_{\tilde{l} \rightarrow \infty} \overline{\delta_f^2(\tilde{l}, l, n)} = \frac{b_f(\infty)}{2} - \frac{1}{2n^2} \sum_{i,k=1}^n b_f(x_i - x_k). \quad (15)$$

В случае равноотстоящих промерных точек двойная сумма преобразуется в простую и

$$\overline{\delta_f^2(l, n)} = \frac{b_f(\infty)}{2} - \frac{1}{2n^2} \sum_{i=1}^{n-1} (n-i) b_f(x_i). \quad (16)$$

В формулах (15) и (16) l означает ту часть достаточно длинного маршрута, на которой расположены промерные точки.

Если значения величины f в точках x_i не зависят друг от друга, то все значения структурной функции $b_f(x_i)$ равны $b_f(\infty)$. В этом случае формула (16) дает

$$\overline{\delta_f^2}(n) = \frac{b_f(\infty)}{2n} = \frac{\sigma_f^2}{n}, \quad (17)$$

т. е. получаем известную формулу для погрешности определения средней арифметической путем осреднения n независимых измерений (см., например, [4]). Именно эта формула используется обычно для нахождения погрешности определения средней высоты снежного покрова.

В случае, когда расстояние между промерными точками сравнительно невелико, измерения в них нельзя считать независимыми и для погрешности определения средней необходимо пользоваться формулой (16).

Все полученные выше формулы дают погрешности определения средней, которая была бы получена путем осреднения истинных значений величины f . В действительности же средняя определяется по данным измерения, содержащим в себе некоторые ошибки, вследствие чего возникает дополнительная погрешность. Ограничиваясь рассмотрением случайных ошибок измерения, можно получить эту погрешность по известной из теории ошибок формуле

$$\overline{\delta_a^2}(n) = \frac{\alpha^2}{n}, \quad (18)$$

где α — погрешность отдельного измерения. Формула (18) совершенно аналогична приведенной выше формуле (17).

Нужно также иметь в виду, что путем обработки результатов

измерений получаются не точные значения структурной функции $b_f(\lambda)$, а лишь приближенные значения ее:

$$b'_f(\lambda) = \overline{[f'(x+\lambda) - f'(x)]^2},$$

где $b'_f(\lambda)$ — эмпирическая структурная функция, f' — результат измерения, содержащий в себе некоторую случайную ошибку α , так что $f' = f + \alpha$. Нетрудно заметить, что

$$b'_f(\lambda) = b_f(\lambda) + 2\bar{\alpha}^2. \quad (19)$$

Таким образом, рассчитанная по результатам измерения эмпирическая структурная функция $b'_f(\lambda)$ содержит в себе систематическую погрешность $2\bar{\alpha}^2$. На основании (3) можно получить

и

$$\begin{aligned} b'_f(0) &= 2\bar{\alpha}^2 \\ b_f(\lambda) &= b'_f(\lambda) - b'_f(0). \end{aligned} \quad (21)$$

$\frac{\bar{\alpha}^2}{n} = \frac{b'_f(0)}{2n}$

Величина $b'_f(0)$, а следовательно, и погрешность измерения получается путем экстраполяции эмпирической структурной функции $b'_f(\lambda)$ до $\lambda=0$.

Если перейти в формулах (10), (13), (16) и (18) к использованию эмпирической структурной функции с помощью формулы (21), то получим

$$\begin{aligned} \overline{\delta_1^2(l)} &= \frac{b'_f(\infty)}{2} + \frac{1}{l^2} \int_0^l x b'_f(x) dx - \frac{1}{l} \int_0^l b'_f(x) dx \\ \overline{\delta_2^2(l, n)} &= \frac{2}{nl} \sum_{i=1}^{n-1} \int_0^{x_i} b'_f(x) dx + \frac{1}{l^2} \int_0^l x b'_f(x) dx - \\ &\quad - \frac{n-1}{nl} \int_0^l b'_f(x) dx - \frac{1}{n^2} \sum_{i=1}^{n-1} (n-i) b'_f(x_i) - \frac{b'_f(0)}{2n} \\ \overline{\delta_f^2(l, n)} &= \frac{b'_f(\infty)}{2} - \frac{b'_f(0)}{2n} - \frac{1}{n^2} \sum_{i=1}^{n-1} (n-i) b'_f(x_i) \\ \overline{\delta_a^2(n)} &= \frac{b'_f(0)}{2n} \end{aligned} \quad (22)$$

Второе и третье уравнения (22) дают погрешности средних, полученных путем обработки точных значений величины f . Четвертое уравнение дает погрешность из-за ошибок измерения. В силу независимости ее от погрешностей $\bar{\delta}_2^2$ и $\bar{\delta}_f^2$, погрешности средних, вычисленных по результатам измерений, могут быть получены путем сложения их с погрешностью $\bar{\delta}_a^2(n)$. Если обозначить P_1 , P_2 и P_f

средние квадратические погрешности определения средней, полученные с учетом погрешности измерения, то в результате получим

$$\left. \begin{aligned} P_1^2(l) &= \frac{b_f'(\infty)}{2} + \frac{1}{l^2} \int_0^l x b_f'(x) dx - \frac{1}{l} \int_0^l b_f'(x) dx \\ P_2^2(l, n) &= \frac{2}{nl} \sum_{i=1}^{n-1} \int_0^{x_i} b_f'(x) dx + \frac{1}{l^2} \int_0^l x b_f'(x) dx - \\ &\quad - \frac{n-1}{nl} \int_0^l b_f'(x) dx - \frac{1}{n^2} \sum_{i=1}^{n-1} (n-i) b_f'(x) dx \\ P_f^2(l, n) &= \frac{b_f'(\infty)}{2} - \frac{1}{n^2} \sum_{i=1}^{n-1} (n-i) b_f'(x) dx \end{aligned} \right\} \quad (23)$$

Формулы (23) совпадают по внешнему виду с формулами (10), (14) и (16). Однако, в отличие от последних, в них входят значения эмпирической структурной функции и они учитывают наличие погрешностей измерения.

Пользуясь формулами (23), можно выбрать длину маршрута l и число промерных точек n такими, чтобы погрешность определения средних значений характеристик снежного покрова не превышала некоторой заданной величины.

3. Рассмотрим пример использования вышеизложенной методики. Сотрудниками Методического отдела ГГО А. В. Дунаевой, А. М. Цыгановой и М. С. Заниной¹ были получены значения пространственной структурной функции для высоты и плотности снежного покрова по данным съемки, выполненной 5 февраля 1957 г. на Дубовской НИГЛ. Съемка содержала около 3000 измерений высоты и около 350 измерений плотности снежного покрова.

Структурная функция для высоты снежного покрова в этом случае хорошо описывается формулой

$$b_h(\lambda) = 58,7 - 40,8 e^{-0,158\lambda^{2/3}}. \quad (24)$$

В частности,

$$b_h(0) = 17,9 \text{ см}^2; \quad b_h(\infty) = 58,7 \text{ см}^2.$$

На рис. 1 представлены вычисленные значения структурной функции и кривая, соответствующая формуле (24).

Подстановка (24) в формулы (23) дает погрешности определения средней высоты снежного покрова на маршруте. Входящие в эти формулы интегралы могут быть вычислены с помощью квадратурных формул.

На рис. 2 представлена средняя квадратичная погрешность за счет конечности маршрута P_{h_1} см в зависимости от длины маршрута l м.

На рис. 3 представлена средняя квадратичная погрешность определения средней за счет конечности числа точек на маршруте P_{h_2} см.

¹ См. настоящий сборник.

Полная погрешность определения средней высоты $P_h(l, n)$ представлена на рис. 4. По оси абсцисс этого рисунка отложена длина маршрута l в метрах, а по оси ординат — число промерных точек n . Изолиниями соединены точки, соответствующие равным погрешностям средней.

Рассмотрение рис. 2—4 подтверждает выводы, которые могут быть сделаны на основании непосредственного анализа, формул (23):

а) при необходимости обеспечения заданной точности определения высоты снежного покрова длина маршрута не должна быть меньше некоторого минимального значения, которое может быть определено по рис. 2. При меньших значениях длины маршрута за-

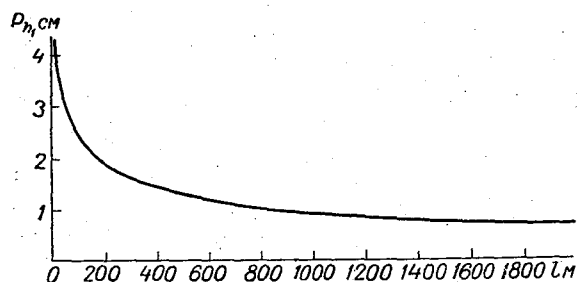


Рис. 2. Погрешность средней высоты снежного покрова за счет конечности маршрута снегосъемки (по материалам Дубовской НИГЛ).

больших, чем эти минимальные значения, можно, пользуясь рис. 4, выбрать подходящее сочетание длины маршрута и числа промерных

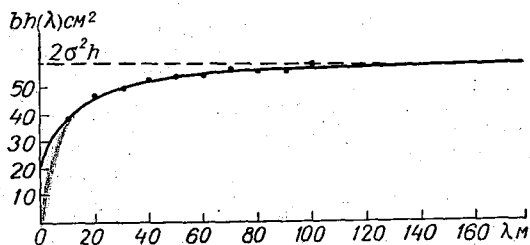


Рис. 1. Пространственная структурная функция высоты снежного покрова (Дубовская НИГЛ, 5 февраля 1957 г.).

данная точность не будет достигнута увеличением числа измерений n . В равной мере для достижения заданной точности число измерений n не должно быть меньше некоторого минимального значения. При меньших n заданная точность не будет достигнута даже при очень большой длине маршрута. При l и n ,

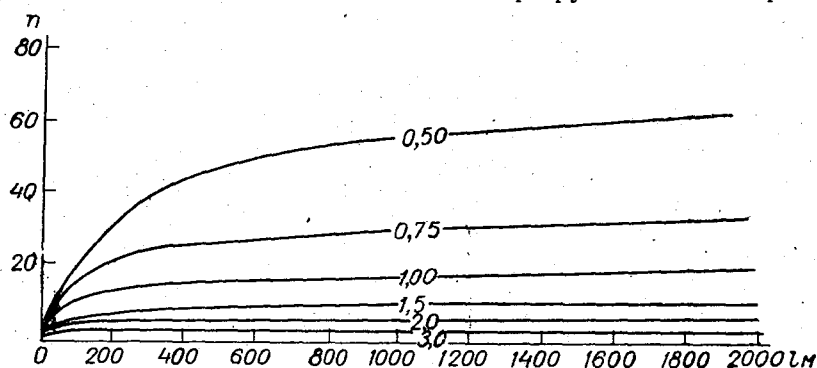


Рис. 3. Погрешность средней высоты снежного покрова за счет конечности числа промерных точек (по материалам Дубовской НИГЛ).

точек на нем. Практически этот выбор определяется требованием наименьшей трудоемкости снегосъемки;

б) при заданном числе измерений n погрешность определения

средней тем больше, чем больше связь между значениями высоты в соседних точках. С увеличением интервала между промерными точками погрешность уменьшается. При длине интервала, соответствующей „насыщению“ структурной функции, и при большей длине интервала значения высоты снежного покрова оказываются независимыми друг от друга, и погрешность может быть вычислена по формуле (17).

В нашем примере насыщение достигается при длине интервала 150—200 м. Но и при длине интервала между измерениями 100—150 м связь между высотами в соседних точках сравнительно мала и можно с успехом пользоваться формулой (17). При меньших интервалах

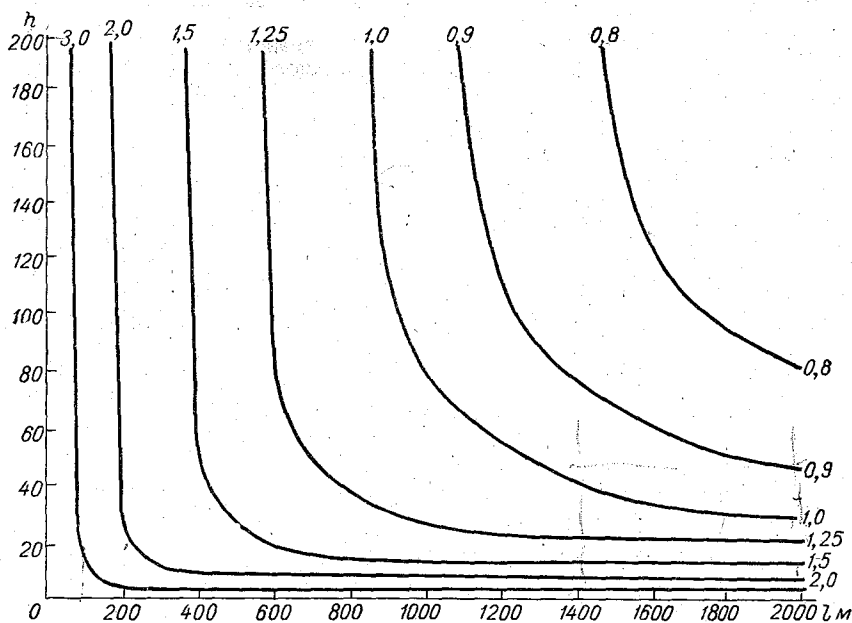


Рис. 4. Полная погрешность определения средней высоты снежного покрова (по материалам Дубовской НИГЛ).

эта формула оказывается непригодной. Так, при интервалах 10 м., которые рекомендуются существующими инструкциями, погрешность при определении средней в 2—3 раза превышает минимальную погрешность для данного n , определяемую формулой (17).

Интервал между точками измерения плотности снежного покрова, по существующей инструкции, составляет 100 м. Рассмотрение полученных значений структурной функции показывает, что они не имеют закономерного хода, обнаруживая лишь случайный разброс около некоторой средней. Это обстоятельство связано с тем, что связь между значениями плотности снежного покрова на таких расстояниях мала и они могут приближенно считаться независимыми. К аналогичному выводу пришел И. С. Шпак [6] путем обработки значительного экспериментального материала.

В этом случае для нахождения погрешности определения средней плотности может быть использована формула, аналогичная (17),

$$P_d(m) = \frac{\sigma_d}{\sqrt{m}}, \quad (25)$$

где P_d — средняя квадратичная погрешность определения средней

плотности, m — число измерений плотности снежного покрова, σ_d — стандарт (корень квадратный из дисперсии) плотности снежного покрова.

Зависимость погрешности от числа измерений для нашего примера представлена на рис. 5.

Как уже указывалось, приведенные выше формулы для определения погрешностей получены для случая прямолинейного маршрута. Можно, однако, показать, что при любом расположении промерных точек для определения полной погрешности допустимо пользоваться формулой, аналогичной формуле (15),

$$\delta_f^2(n) = \frac{b'_f(\infty)}{2} - \frac{1}{2n^2} \sum_{i,k=1}^n b'_f(s_{i,k}), \quad (26)$$

где $s_{i,k}$ — расстояние между промерными точками i и k .

В настоящий момент на сети станций приняты замкнутые снегомерные маршруты в виде равносторонних треугольников с периметром 1 км. Измерения по треугольнику производятся в 100 промерных точках. Представляет интерес нахождение погрешности определения средней высоты снежного покрова на изучаемой территории по данным измерений на таком треугольнике. Пользуясь полученными значениями структурной функции для района Дубовской НИГЛ, можно рассчитать эту погрешность по формуле (26).

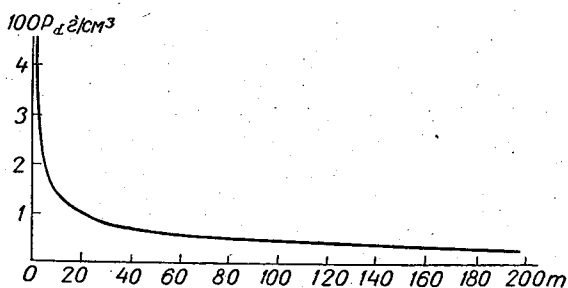


Рис. 5. Погрешность определения средней плотности снежного покрова (по материалам Дубовской НИГЛ).

Оказывается, что для этого случая средняя квадратическая погрешность определения средней высоты составляет 1,03 см.

Для сравнения укажем, что для прямолинейного маршрута той же длины ($l=1000$ м), но с меньшим вдвое числом промерных точек на нем ($n=50$) она составляет 1,07 см, т. е. точность приблизительно одинакова. Следовательно, для подобных условий снегосъемки по прямолинейному маршруту могут оказаться более выгодными, чем обычные съемки по треугольнику.

4. Важной задачей снегосъемок является получение материалов, которые с достаточной точностью освещали бы изменение высоты и плотности снежного покрова в течение зимы. Для этого частота снегосъемок должна выбираться такой, чтобы упомянутые характеристики снежного покрова в промежутке между сроками измерения могли быть определены с помощью интерполяции. При этом погрешность интерполяции не должна превышать некоторой заранее заданной величины.

Пусть τ — интервал времени между двумя снегосъемками, выполненными в моменты времени t и $t+\tau$, а $t+\xi$ — некоторый момент времени между ними, для которого необходимо определить значение характеристики снежного покрова f интерполированием.

Ограничимся самым простым и практически наиболее важным случаем линейной интерполяции величины f между сроками измерения t и $t+\tau$.

Легко видеть (см. рис. 6), что погрешность интерполяции в момент $t + \xi$ составит

$$\delta_1(\xi, \tau) = f(t + \xi) - f(t) - \frac{\xi}{\tau} [f(t + \tau) - f(t)]. \quad (27)$$

Квадрат этого выражения можно записать в виде

$$\delta_1^2(\xi, \tau) = \frac{\xi}{\tau} [f(t + \tau) - f(t + \xi)]^2 + \left(1 - \frac{\xi}{\tau}\right) [f(t + \xi) - f(t)]^2 - \frac{\xi}{\tau} \left(1 - \frac{\xi}{\tau}\right) [f(t + \tau) - f(t)]^2. \quad (28)$$

Величина погрешности интерполяции в каждом отдельном случае может иметь различное значение. Однако средние значения по-

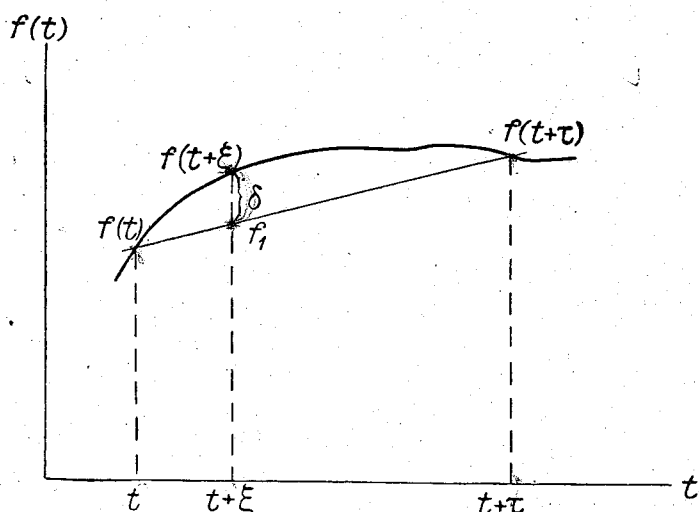


Рис. 6. К определению погрешности интерполяции.

грешностей оказываются однозначно связанными с изменчивостью величины f во времени.

Проводя осреднение выражения (28) по достаточно длинному ряду лет и вводя структурную функцию (4), получим

$$\overline{\delta_1^2(\xi, \tau)} = \frac{\xi}{\tau} b_f(\tau - \xi) + \left(1 - \frac{\xi}{\tau}\right) b_f(\xi) - \frac{\xi}{\tau} \left(1 - \frac{\xi}{\tau}\right) b_f(\tau). \quad (29)$$

Эта формула была впервые выведена О. А. Дроздовым и А. А. Шепелевским [2] и широко использовалась в работах по рационализации метеорологической сети.

Для практических целей может потребоваться знание характеристик снежного покрова за любой момент времени в промежутке между снегосъемками. Поэтому для выбора рационального интервала целесообразно определить среднюю по всему промежутку ошибку интерполяции

$$\overline{\delta^2(\tau)} = \frac{1}{\tau} \int_0^{\tau} \overline{\delta_1^2(\xi, \tau)} d\xi = \frac{2}{\tau} \int_0^{\tau} \left(1 - \frac{\xi}{\tau}\right) b_f(\xi) d\xi - \frac{1}{6} b_f(\tau). \quad (30)$$

В выражение (30) входят точные значения функции $b_f(\tau)$. Она связана с „эмпирической“ структурной функцией, полученной по мате-

риалам измерений, соотношением, аналогичным формуле (21) для пространственной структурной функции

$$b_f(\tau) = b'_f(\tau) - b'_f(0). \quad (31)$$

Подставляя это выражение в (30), получаем

$$\overline{\delta^2(\tau)} = \frac{2}{\tau} \int_0^{\tau} \left(1 - \frac{\xi}{\tau}\right) b'_f(\xi) d\xi - \frac{1}{6} b'_f(\tau) - \frac{5}{6} b'_f(0). \quad (32)$$

Эта формула дает среднюю погрешность интерполяции величины f в интервале τ за счет нелинейности изменения величины f при условии, что интерполяция производилась бы по точным значениям этой величины на концах интервала. В действительности же интерполяция производится по результатам измерений, полученным с некоторой погрешностью, что приводит к дополнительной погрешности интерполяции. Аналогично (27) ее можно представить в виде

$$\delta_a(\xi, \tau) = \left(1 - \frac{\xi}{\tau}\right) \alpha(t) + \frac{\xi}{\tau} \alpha(t + \tau). \quad (33)$$

Возведем (33) в квадрат и осредним по ряду лет. Тогда, учитывая независимость погрешностей измерения друг от друга, а также постоянство средней погрешности, можно получить

$$\overline{\delta_a^2(\xi, \tau)} = \overline{\alpha^2} \left(1 - 2\frac{\xi}{\tau} + 2\frac{\xi^2}{\tau^2}\right). \quad (34)$$

Осредняя эту погрешность по всему интервалу τ , будем иметь

$$\overline{\delta_a^2(\tau)} = \frac{1}{\tau} \int_0^{\tau} \overline{\delta_a^2(\xi, \tau)} d\xi = \frac{2}{3} \overline{\alpha^2} = \frac{1}{3} b'_f(0). \quad (35)$$

Эта погрешность независима от погрешности, полученной по формуле (32). Обозначив через $P(\tau)$ среднее квадратичное значение полной погрешности интерполяции, получаем окончательно

$$\int P^2(\tau) = \overline{\delta^2(\tau)} + \overline{\delta_a^2(\tau)} = \frac{2}{\tau} \int_0^{\tau} \left(1 - \frac{\xi}{\tau}\right) b'_f(\xi) d\xi - \frac{1}{6} b'_f(\tau) - \frac{b'_f(0)}{2}. \quad (36)$$

Пользуясь этой формулой, можно выбрать частоту снегосъемок такой, чтобы вероятная погрешность интерполяции (средняя по всему интервалу за многолетний период) не превышала заданной величины. (14)

5. Сотрудниками Методического отдела ГГО М. В. Гущиной и Т. С. Трифионовой¹ были вычислены временные структурные функции высоты и плотности снежного покрова для нескольких станций УГМС Центральных областей. При вычислениях использовался десятилетний ряд наблюдений. (14+2)

Рассмотрение изменчивости снежного покрова в течение зимы показало целесообразность разделения ее на два периода: период нарастания и период схода снежного покрова. В течение каждого из них изменчивость характеристик снежного покрова может считаться однородной.

Оказывается, что во всех рассмотренных случаях структурная

¹ См. настоящий сборник.

функция для высоты снежного покрова хорошо выражается формулой

$$b'_h(\tau) = A\tau^k. \quad (37)$$

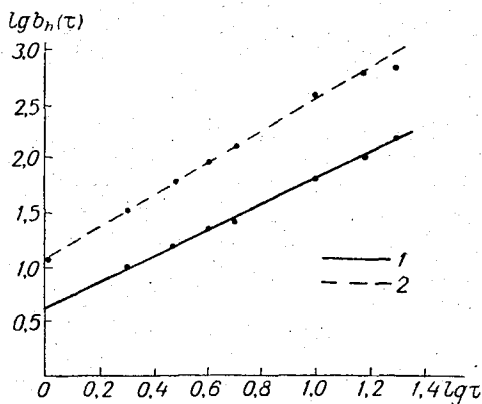
При $\tau=0$ получаем $b'_h(0)=0$. Это связано с тем, что при вычислении структурной функции для высоты снежного покрова использовались данные ежедневных измерений по постоянной рейке, погрешность которых сравнительно мала. Параметры A и k легко определяются графически.

В качестве примера на рис. 7 приведены в логарифмических координатах значения структурной функции для ст. Селиваново, вычисленные по данным измерения, и прямая, соответствующая формуле (37), для периода нарастания и периода спада снежного покрова.

Подстановка (37) в (36) дает простую формулу для вычисления погрешности интерполяции высоты снежного покрова

Рис. 7. Временная структурная функция высоты снежного покрова (гидрометеорологическая станция Селиваново, УГМС Центральных областей).

1 — период нарастания, 2 — период спада.



$$P_h^2(\tau) = \left[\frac{2}{(k+1)(k+2)} - \frac{1}{6} \right] b'_h(\tau). \quad (38)$$

Погрешность интерполяции высоты снежного покрова для ст. Селиваново (в сантиметрах) в зависимости от τ (в сутках), вычисленная по формуле (38), представлена на рис. 8. Задаваясь тем или иным значением максимальной ошибки интерполяции высоты, можно, пользуясь этим рисунком, получить максимально допустимый интервал времени между снегосъемками.

Плотность снежного покрова измеряется не чаще чем через пять дней. Поэтому структурная функция для плотности снежного покрова вычисляется по гораздо меньшему числу наблюдений и менее надежна. Большой разброс вычисленных значений структурной функции затрудняет описание ее формулой вида (37). В связи с этим строилось уравнение регрессии

$$b'_d(\tau) = A\tau + B. \quad (39)$$

Увеличенная в 10^4 раз структурная функция плотности снежного покрова для ст. Селиваново (период нарастания снежного покрова)

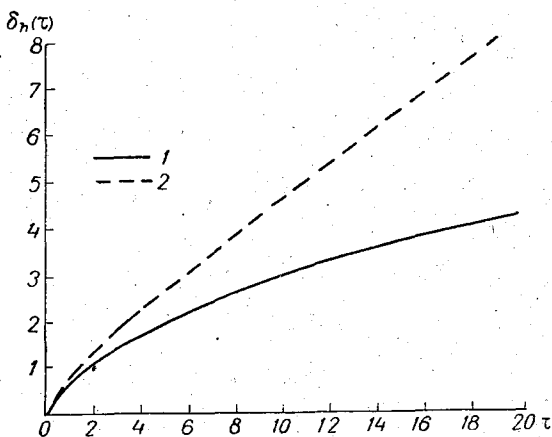


Рис. 8. Погрешность интерполяции высоты снежного покрова (гидрометеорологическая станция Селиваново).

1 — период нарастания, 2 — период спада.

в $\text{г}^2/\text{см}^6$ приведена на рис. 9. По оси абсцисс отложены значения интервала τ в сутках.

Подстановка (39) в формулу (36) дает

$$P_d^2(\tau) = \frac{1}{6} A\tau + \frac{1}{3} B. \quad (40)$$

Увеличенная в 100 раз погрешность интерполяции плотности в $\text{г}^2/\text{см}^6$, вычисленная по этой формуле, представлена на рис. 10.

Оказывается, что уменьшение промежутка времени между измерениями плотности снежного покрова снижает погрешность интерполяции ее лишь до известных пределов. Даже при интервалах, близких к нулю, эта погрешность остается существенной.

Это обстоятельство связано с недостатками существующего метода измерения плотности снежного покрова. Поэтому большое учащение измерений плотности

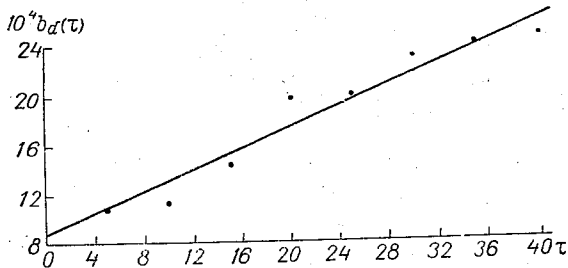


Рис. 9. Временная структурная функция плотности снежного покрова (гидрометеорологическая станция Селиваново — период нарастания).

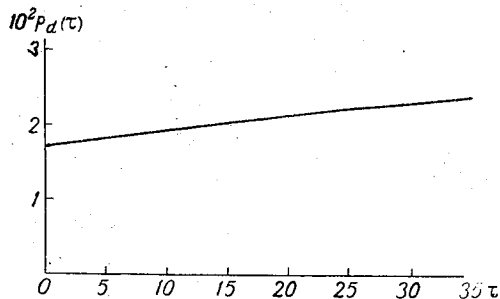


Рис. 10. Погрешность интерполяции плотности снежного покрова (гидрометеорологическая станция Селиваново — период нарастания).

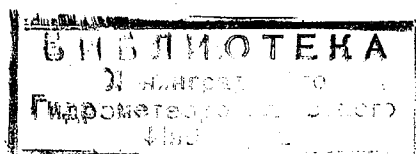
может оказаться нецелесообразным, так как при значительной трудоемкости дополнительных измерений ход плотности со временем мало уточняется. В случаях, когда требуется большая точность интерполяции, более целесообразным может оказаться усовершенствование метода измерения плотности снежного покрова.

Следует подчеркнуть, что приведенные выше значения погрешностей и выводы, сделанные из них, ни в коем случае

не рассматриваются авторами как универсальные, а лишь как пример использования предлагаемой методики. Однако необходимость изучения пространственной и временной изменчивости снежного покрова в разных районах и разных физико-географических условиях путем построения и анализа соответствующих структурных функций представляется очевидной. В результате такого анализа могут быть даны конкретные рекомендации для усовершенствования съемок в каждом районе.

ЛИТЕРАТУРА

1. Великанов М. А. Теоретико-экспериментальное направление в советской гидрологии. Метеорол. и гидрол., № 3, 1938.
2. Дроздов О. А., Шепелевский А. А. Теория интерполяции в стохастическом поле метеорологических элементов и ее применение к вопросам метеорологических карт и рационализации сети. Труды НИУ ГУГМС, сер. 1, вып. 13, 1946.



3. Колмогоров А. Н. Рассеяние энергий при локально изотропной турбулентности. ДАН СССР, т. 32, № 1, 1941.
4. Романовский В. И. Математическая статистика, гл. IX. ГТТИ, М.—Л., 1938.
5. Селецкий И. И. Методика маршрутной снегосъемки. Метеорол. и гидрол., № 11—12, 1938.
6. Шпак И. С. О точности наблюдений за снежным покровом при снегосъемках. Труды ГГИ, вып. 45 (99), 1954.
7. Юдин М. И. Некоторые вопросы теории метеорологических полей. Труды ГГО, вып. 19 (81), 1950.
8. Яглом А. М. Об учете инерции метеорологических приборов при измерениях в турбулентной атмосфере. Труды Геоф. ин-та АН СССР, № 24 (151), 1954.

ИЗУЧЕНИЕ ПРОСТРАНСТВЕННОЙ ИЗМЕНЧИВОСТИ ХАРАКТЕРИСТИК СНЕЖНОГО ПОКРОВА

В статье излагается методика вычисления погрешностей посредством пространственной структурной функции, которая позволяет определить общую погрешность, зависящую как от протяженности маршрута, так и от числа точек измерения на маршруте.

Неравномерность распределения снежного покрова в пространстве затрудняет количественный учет запаса воды в снежном покрове и требует постановки специальных наблюдений и новых приемов обработки, которые позволили бы охарактеризовать не только степень изменчивости таких элементов, как высота и плотность снега, но и решить вопрос о выборе длины маршрута и числа промерных точек на нем.

Математическая сторона дела сводилась к отысканию вида зависимости между расстоянием и пространственной изменчивостью характеристик снежного покрова. Теоретическое решение этой задачи изложено в статье Д. Л. Лайхтмана и Р. Л. Кагана [1].

Известно, что высота снежного покрова от точки к точке на очень незначительных расстояниях может достигать весьма больших различий. Эти различия в распределении высот снежного покрова по территории обусловлены неравномерным распределением скоростей ветра в приземном слое, рельефом и микрорельефом местности, экспозицией и крутизной склонов, типом подстилающей поверхности и особенностями метеорологического режима. Указанные факторы, накладываясь друг на друга, создают подчас довольно пеструю и запутанную картину залегания снега, что указывает на существование сложной зависимости между расстоянием и пространственной изменчивостью снежного покрова.

Изменчивость величин снежного покрова в пространстве может быть охарактеризована структурной функцией.

Под структурной функцией какой-либо величины понимают средний квадрат изменчивости данной величины на данном расстоянии.

Математическое выражение структурной функции для высоты снежного покрова может быть записано в следующем виде:

$$b_h(\lambda) = [\overline{h(x+\lambda) - h(x)}]^2, \quad (1)$$

где $b_h(\lambda)$ — значение структурной функции для высоты снежного покрова на интервале λ , $h(x+\lambda)$ — высота снежного покрова в точке $x+\lambda$, $h(x)$ — высота снежного покрова в точке x , λ — длина интервала, для которого вычисляется изменчивость высоты снежного по-

крова, x — расстояние. Черта сверху означает осреднение по данной длине интервала.

Исходным материалом для изучения изменчивости высот снежного покрова в пространстве могут служить сетевые наблюдения снегомерных съемок, проводимые как на открытых, так и на защищенных участках. Наряду с указанными снегосъемками целесообразно использовать результаты специальных снегосъемок. Данные одной из таких снегосъемок и были выбраны нами для построения пространственной

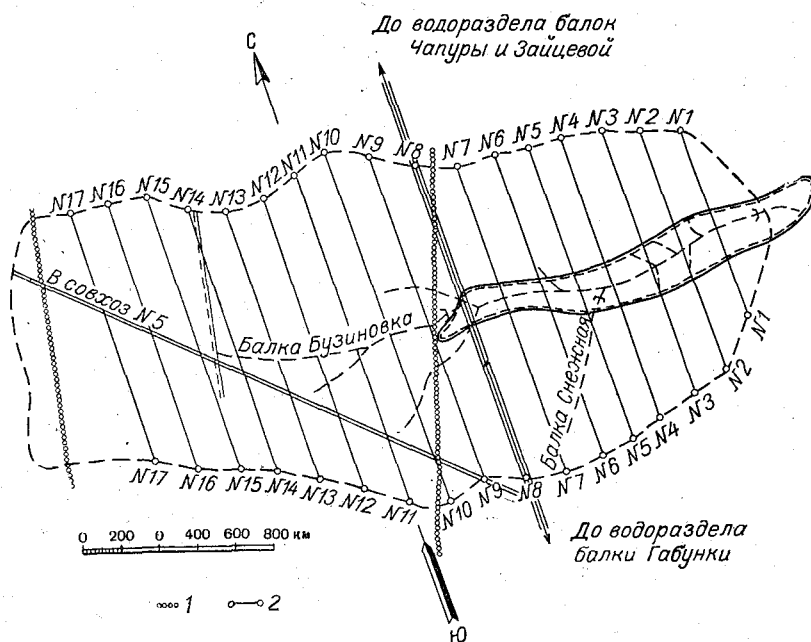


Рис. 1. План участка снегомерной съемки.

1 — лесополюса, 2 — снегомерная линия.

структурной функции высоты снежного покрова в районе ст. Дубовская. Эта снегосъемка была выполнена 5/II 1957 г. в соответствии с методическими указаниями ГГО.

Участок, на котором проводилась снегосъемка, представляет собой ровную поверхность, изрезанную отдельными редкими балками. Весь участок снегосъемки был покрыт параллельными промерными линиями, удаленными друг от друга на расстояние 200 м. Всего на участке было проложено 17 промерных линий. Длина промерных линий неодинакова. Она колебалась от 1 до 2 км, и только одна промерная линия была равна 6 км (8-я промерная линия).

Высота снежного покрова на промерных линиях измерялась через одинаковые интервалы, равные 10 м. Всего было произведено более 3000 измерений.

Схематический план снегомерного участка приведен на рис. 1.

Обработка материалов снегосъемки производилась по вышеприведенной формуле (1). Структурные функции вычислялись по промерным линиям для каждого интервала отдельно. Результаты вычислений представлены в табл. 1.

Величины структурных функций, вычисленные для различных интервалов (10, 20, 30 м и т. д.), дают наглядное представление об

изменчивости высот снежного покрова на данном снегомерном участке и позволяют попутно рассмотреть вопрос о выборе маршрута для проведения снегомерных наблюдений.

Из табл. 1 видно, что значения структурных функций на отдельно взятых промерных линиях не однозначны не только по величине, но и по характеру их распределения в пространстве. Количественные характеристики структурных функций для одного и того же интервала подвержены значительным колебаниям. Так, для интервала 10 м величины структурных функций варьируют в пределах от 23,7 (4-я промерная линия) до 65,1 см² (16-я промерная линия). На других интервалах значения структурных функций достигают еще больших величин. В частности, для интервала 90 м они изменяются от 22,4 (2-я промерная линия) до 148,5 см² (16-я промерная линия).

Большая изменчивость структурных функций на одних и тех же интервалах свидетельствует о крайне неоднородном характере распределения высот снежного покрова по участку, а следовательно, и по отдельным промерным линиям, хотя средние высоты снежного покрова изменяются сравнительно в небольших пределах (12—15 см).

Как показывают данные, при одной и той же средней высоте снежного покрова и почти одинаковом числе точек измерения значения структурных функций по интервалам сильно отличаются друг от друга. Например, при средней высоте 12 см величины структурных функций на 3-й промерной линии изменяются от 32,7 до 64,1 см², а на 15-й промерной линии — от 60,0 до 111,1 см². Аналогичная картина обнаруживается при сопоставлении и других промерных линий, имеющих одинаковое значение средних высот снежного покрова, только при этом размах самих колебаний будет меньше.

Наибольшая изменчивость в залегании высот снежного покрова отмечается на 16-й, а наименьшая на 4-й промерной линии.

Однако, несмотря на большое разнообразие в распределении структурных функций в зависимости от расстояния, выявляется некоторая тенденция их роста по мере удаления от первой точки измерения. Наиболее отчетливо указанная тенденция прослеживается на двух первых интервалах (10, 20 м), а не на отдельных промерных линиях и на больших расстояниях.

Разброс в характере распределения структурных функций обусловлен, с одной стороны, погрешностями самих измерений, а с другой — малым числом точек измерения. Таким образом, для того чтобы охарактеризовать изменчивость снежного покрова в пространстве, необходимо располагать большим числом измерений. Для этого целесообразно использовать средние значения структурных функций, вычисленные для всего участка по интервалам расстояния.

Структурные функции, полученные на основании большого числа измерений, позволяют отразить общую закономерность, характерную для изменчивости высот снежного покрова в пространстве, и послужат исходным материалом для выбора длины маршрута и числа промерных точек на нем.

Для того чтобы использовать пространственную структурную функцию высоты снежного покрова для указанной выше цели, следует произвести ее сглаживание. Обычно это достигается графическим способом. По оси абсцисс откладывают интервалы расстояния, а по оси ординат — значения структурных функций. Точки, имеющие одинаковые значения структурных функций, соединяются плавной линией. Эта линия экстраполируется до оси ординат. Пересечение с осью ординат даст значение структурной функции при $\lambda = 0$. Более

Значение структурных функций высоты снеж

№ промер- ной линии	Средняя вы- сота снеж- ного покро- ва (см)	Число измере- ний	Интервалы							
			10	20	30	40	50	60	70	80
1	12	115	27,5	33,7	27,3	30,3	31,7	30,4	30,9	31,0
2	12	131	26,4	26,8	28,8	33,4	31,8	30,3	31,9	37,2
3	12	155	32,7	36,9	33,7	43,0	37,4	41,8	44,9	48,5
4	13	166	23,7	26,9	26,9	27,6	32,7	32,5	30,7	31,3
5	13	166	23,9	34,7	35,7	34,3	30,3	29,7	31,9	33,5
6	12	161	49,1	60,6	47,8	45,5	67,3	66,4	63,8	60,9
7	13	171	30,3	29,3	31,4	33,3	29,1	31,9	29,5	29,0
8	13	605	39,8	43,9	48,2	51,1	51,9	52,3	50,4	52,0
9	13	197	44,8	67,5	70,8	78,4	78,1	80,0	99,9	105,8
10	13	223	41,8	44,6	47,2	49,6	46,9	52,3	52,0	51,9
11	13	174	25,2	36,4	38,4	46,4	51,8	46,7	49,8	45,7
12	15	164	30,4	28,3	38,7	31,3	38,4	32,2	38,8	30,3
13	14	158	39,1	57,1	57,1	63,3	67,3	67,5	66,5	56,8
14	14	163	44,4	45,4	49,4	49,1	52,5	43,0	46,6	53,0
15	12	157	60,0	73,2	72,9	85,0	87,4	100,2	104,6	98,3
16	14	141	65,1	97,7	111,2	128,8	144,4	141,3	144,0	144,2
17	12	141	45,2	47,9	55,0	59,8	60,0	49,5	50,6	49,4
Среднее по участку	13	Σ	38,5	46,2	48,4	52,2	54,6	54,3	56,2	56,0

точно $b_h(0)$ может быть вычислена аналитически с применением той или иной экстраполяционной формулы.

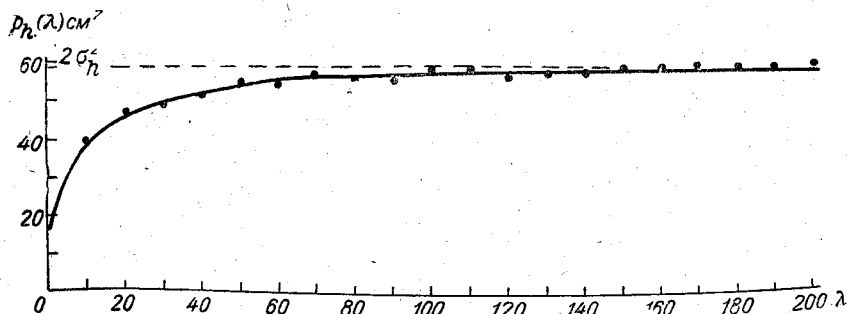


Рис. 2. Кривая распределения изменчивости высот снежного покрова в пространстве.

Форма кривой, как показано на рис. 2, в первом приближении напоминает параболу или логарифмик с вершиной, смещенной от начала координат вверх. Эта кривая характеризует рост изменчивости высот снежного покрова в зависимости от расстояния. Нетрудно заметить, что при больших расстояниях между точками измерений структурная функция стремится к некоторому конечному пределу. Иначе говоря, она не может расти до бесконечности и уже на каком-то удалении от начала координат мало изменяется по своей величине и практически может считаться постоянной. Такое состояние называют обычно „насыщающим“. Это насыщающее значение структурной функции обозначают через $b_h(\infty)$ и считают равным $2\sigma^2$, т. е. удвоенной дисперсии.

Таблица 1

ного покрова при различных интервалах

(в м)												σ^2
90	100	110	120	130	140	150	160	170	180	190	200	
35,5	34,5	29,0	39,0	39,3	32,4	29,8	33,3	35,0	33,1	35,1	28,5	17,4
34,3	33,1	31,7	30,2	35,3	37,2	41,6	41,0	45,1	37,9	42,1	42,8	16,6
49,2	51,3	51,2	47,6	55,3	52,2	46,7	50,3	49,0	47,0	42,9	45,6	23,1
31,8	32,9	34,5	35,3	35,7	34,3	32,7	34,7	35,6	34,1	37,8	37,9	17,0
37,2	37,8	34,6	33,9	35,7	34,7	34,5	42,1	35,5	32,4	36,3	37,3	19,8
71,4	71,4	71,8	68,8	77,2	72,7	73,4	78,1	81,3	74,4	73,6	75,6	34,9
28,8	30,8	29,6	33,1	31,3	29,5	32,2	29,6	28,9	29,3	22,4	29,5	15,7
50,2	52,7	53,1	58,8	55,1	57,5	56,3	53,6	60,2	59,0	60,0	58,1	27,7
104,8	104,2	98,2	97,4	101,8	98,1	85,4	88,5	91,8	98,2	103,8	103,1	46,7
56,4	57,3	59,2	55,9	52,0	55,4	54,5	55,0	56,5	51,1	44,8	47,6	25,4
41,2	40,4	44,6	45,4	46,6	48,2	50,7	48,7	48,4	50,8	52,3	54,1	26,0
33,4	34,5	39,0	35,6	37,4	33,0	36,6	35,2	35,0	32,5	36,8	35,2	18,0
58,5	61,3	63,0	59,0	58,8	65,3	68,1	66,6	69,8	67,3	70,4	73,2	30,6
51,0	55,4	55,5	54,3	58,3	56,3	59,6	59,2	66,9	60,0	59,0	63,0	29,8
82,0	86,8	91,0	83,1	84,6	87,3	90,9	98,1	92,5	105,0	104,4	104,7	43,3
145,4	148,0	141,8	128,9	122,7	129,2	130,6	138,1	133,5	144,9	148,5	147,8	62,2
45,5	61,0	60,2	58,0	61,7	58,1	58,3	66,8	60,3	61,5	62,4	62,6	27,7
55,7	57,8	57,7	57,3	57,9	58,0	57,7	59,0	60,4	59,8	60,5	61,1	29,4

Дисперсия вычислялась по упрощенной формуле

$$\sigma^2 = \bar{h}^2 - (\bar{h})^2, \quad (2)$$

где σ^2 — дисперсия или рассеяние, $\bar{h}^2$ — средний квадрат высоты снежного покрова, $\bar{h}$ — средняя высота снежного покрова.

Следовательно, дисперсия равняется среднему квадрату высоты снежного покрова минус квадрат их средней. Полученные значения дисперсии помещены в табл. 1. Их величины на отдельно взятых промерных линиях, как и значения структурных функций, испытывают значительные колебания. Средняя дисперсия, вычисленная для всего участка снегосъемки, будет лучше отображать условия рассеяния, поскольку она получена из большего числа измерений.

Зная величину дисперсии, можно легко определить значения величины $b_h(\infty)$, являющейся критерием для определения интервала, на котором структурная функция достигает своего насыщения. Для этого достаточно отложить на оси ординат значение величины $b_h(\infty)$ и из нее провести прямую линию до пересечения с плавной кривой и из точки пересечения опустить перпендикуляр на ось абсцисс. Точка пересечения с осью абсцисс и дает искомый интервал, на котором $b_h(\infty)$ фактически остается постоянной.

В нашем примере структурная функция достигает своего насыщения на интервале 150 м. Это означает, что в условиях равнинного ландшафта измерения высот снежного покрова можно производить через 150 м. Однако такой большой интервал между измерениями высот снежного покрова приведет к значительному увеличению длины маршрута, что вряд ли целесообразно.

Вычисление погрешностей через структурную функцию

Вычисление погрешностей производилось посредством структурной функции, которая позволяет определить общую погрешность,

зависящую как от конечности маршрута, так и от конечного числа точек измерения на маршруте. Расчеты производились по формуле

$$\bar{\delta}_i^2(l, n) = \frac{b_\infty}{2} - \frac{1}{n^2} \sum_{i=1}^{n-1} (n-i) b(i\Delta l), \quad (3)$$

где $\bar{\delta}_i^2(l, n)$ — общая погрешность, зависящая от длины маршрута и числа промерных точек на нем, l — длина маршрута, n — число промерных точек на маршруте, b_∞ — значение структурной функции на бесконечности, i — порядковый номер измерения точек на маршруте,

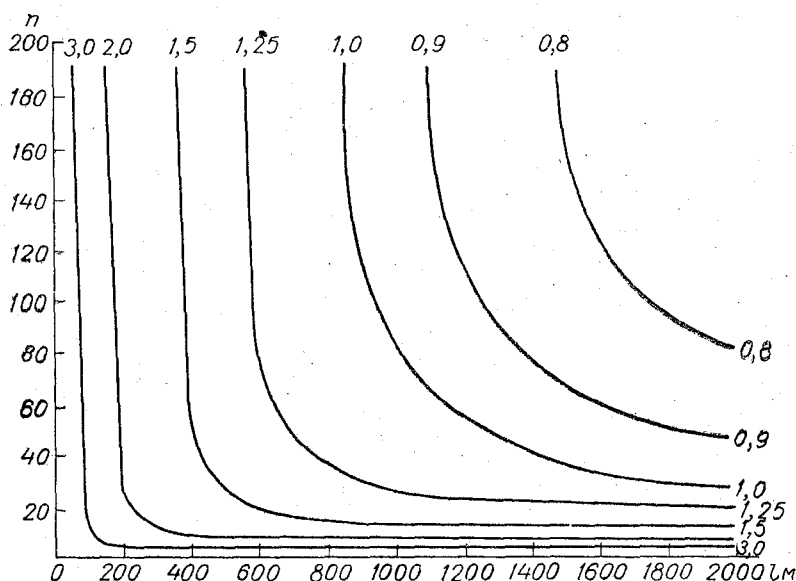


Рис. 3. График для определения величин погрешности средней высоты снежного покрова.

Δl — расстояние между промерными точками, $b(i\Delta l)$ — значение структурной функции для интервала $i\Delta l$.

Результаты вычислений представлены в графическом виде на рис. 3, где на оси абсцисс отложена длина маршрута l , а на оси ординат — число точек измерений n . Каждой паре значений l и n соответствует вполне определенная точка на графике. Изолинии проводились согласно точкам, имеющим одинаковые значения погрешностей. Пользуясь таким графиком, можно для любого выбранного маршрута и любого количества точек найти значение погрешности определения средней высоты снежного покрова.

Следует отметить, что малое число измерений, а также нарушение принципа равенства интервалов между точками измерений затрудняют построение структурной функции для плотности снега. Связь между отдельными измерениями на больших интервалах (100 м) оказывается незначительной. Учитывая это обстоятельство, можно приближенно считать их независимыми. Поэтому для вычисления погрешности плотности снега можно пользоваться формулой

$$\bar{\delta}_d^2(m) = \frac{\sigma_d^2}{m},$$

где $\bar{\delta}_d^2(m)$ — погрешность плотности, σ_d^2 — дисперсия плотности, m — число измерений плотности.

Точно таким же образом определяется погрешность запаса воды в снеге. Но наиболее удобным является определение погрешности среднего запаса воды в снеге через известные значения погрешности средней высоты и средней плотности по формуле

$$\frac{\delta_Q}{Q} = \sqrt{\frac{\sigma_h^2}{(\bar{h})^2} + \frac{\sigma_d^2}{(\bar{d})^2}}.$$

Эта формула справедлива в том случае, если высота и плотность в точке измерения не связаны друг с другом. Исследования, произведенные в ГГИ (И. С. Шпаком) и в ГГО (Л. Ф. Щербаковой), показали, что такая связь не имеет места.

ЛИТЕРАТУРА

1. Л а й х т м а н Д. Л., К а г а н Р. Л. Некоторые вопросы рационализации снегосъемок (см. настоящий сборник).
2. Методы климатологической обработки метеорологических наблюдений. Под ред. О. А. Дроздова. Гидрометеиздат, Л., 1957.
3. Р о м а н о в с к и й В. В. Математическая статистика. ГОНТИ НКТП СССР, М.— Л., 1938.
4. Ш п а к И. С. О точности наблюдений над снежным покровом при снегосъемках Труды ГГИ, вып. 45 (99), 1954.

ОБ ИЗМЕНЧИВОСТИ ХАРАКТЕРИСТИК СНЕЖНОГО ПОКРОВА ВО ВРЕМЕНИ И О ВЫБОРЕ ИНТЕРВАЛОВ МЕЖДУ СНЕГОСЪЕМКАМИ

В работе рассматривается вопрос об определении частоты производства снегосъемок на основании изучения изменчивости характеристик снежного покрова.

Наблюдения, проводимые в настоящее время на гидрометеорологической сети над высотой и плотностью снежного покрова, являются очень трудоемкими и не вполне удовлетворяют запросы практики.

Рационализации снегомерных наблюдений посвящен ряд работ, в большинстве которых изучается пространственная неоднородность залегания снежного покрова [1, 2, 9, 11] и в связи с этой неоднородностью рассматривается методика наблюдений [3, 7, 8, 12].

Одним из условий рациональной постановки наблюдений над снежным покровом является правильный выбор интервалов времени между отдельными наблюдениями. Для этой цели необходимо изучение изменчивости характеристик снежного покрова во времени. Между тем, работ, посвященных непосредственно изучению этого вопроса, сравнительно мало.

Об изменчивости высоты снежного покрова ото дня ко дню упоминается в статье И. С. Шпака [11] в связи с рассмотрением вопроса о точности измерений и о частоте производства снегосъемок. Из других авторов, касающихся вопросов изменчивости характеристик снежного покрова, можно назвать Н. Г. Дмитриеву [4] и М. И. Хаскину [10].

В настоящей работе изменчивость характеристик снежного покрова изучалась путем вычисления структурных функций.

Структурной функцией называется средняя квадратичная изменчивость изучаемой характеристики снежного покрова. Подробно свойства этой статистической характеристики разбираются в статье Д. Л. Лайхтмана и Р. Л. Кагана¹.

Структурная функция может быть записана в виде

$$b(\tau) = [f(t+\tau) - f(t)]^2. \quad (1)$$

Здесь $b(\tau)$ — структурная функция для выбранного интервала (τ), $f(t+\tau)$ и $f(t)$ — значения высоты (плотности) снежного покрова на границах интервала, выбранного для измерения, t — время начального измерения, τ — выбранный для измерения интервал времени. Черта сверху означает осреднение по большому ряду наблюдений.

Для выявления закономерностей в ходе изменчивости характери-

¹ См. настоящий сборник.

стик снежного покрова были вычислены структурные функции высоты и плотности снежного покрова на материале наблюдений четырех станций УГМС Центральных областей.

Чтобы иметь представление о том, насколько случайны величины получаемых структурных функций, было взято две пары близких между собой станций: одна пара с открытыми участками для наблюдений над снежным покровом (ст. Гороховец, $\varphi = 56^{\circ}10'$, $\lambda = 42^{\circ}50'$, $H = 79$ м, и ст. Немчиновка, $\varphi = 55^{\circ}42'$, $\lambda = 37^{\circ}22'$, $H = 188$ м) и вторая пара с защищенными участками (ст. Селиваново, $\varphi = 55^{\circ}57'$, $\lambda = 41^{\circ}19'$, $H = 119$ м, и ст. Павлов-Посад, $\varphi = 55^{\circ}46'$, $\lambda = 38^{\circ}40'$, $H = 139$ м).

Для вычисления структурной функции по высоте был использован десятилетний ряд ежедневных наблюдений на постоянных участках за зимы с 1947-48 по 1957-58 г. По плотности брались наблюдения на тех же участках, но за период с 1945-46 по 1955-56 г. Наблюдения над высотой снежного покрова на постоянных участках дали возможность вычислить структурную функцию для небольших интервалов времени между наблюдениями (1, 2, 3, 4 дня), что было важно для получения аналитического вида структурной функции и позволило значительно увеличить число разностей, необходимых для более точного ее вычисления.

Вычисления производились следующим образом. По ежедневным данным наблюдений для каждой зимы определялся период устойчивого залегания снежного покрова, который затем делился на период нарастания и период схода. Период устойчивого залегания снежного покрова определялся по правилам, принятым в климатологии [6].

Началом периода схода считался момент, начиная с которого наблюдалось систематическое уменьшение высоты снежного покрова после достижения ею максимального значения перед весенним таянием.

Для каждого периода (нарастания и схода) в отдельности вычислялись разности высот через интервалы времени (τ), равные 1, 2, 3, 4, 5, 10, 15 и 20 дням, которые затем возводились в квадрат.

Делением суммы квадратов разностей для данного интервала τ за весь десятилетний ряд наблюдений на число разностей в этом интервале были получены структурные функции отдельно для периода нарастания и периода схода.

Для представления о ходе вычислений приводится табл. 1, где даны суммы квадратов разностей и число этих разностей за разные годы для ст. Гороховец на период нарастания.

Величины структурных функций на период нарастания и период схода для всех четырех станций приведены в табл. 2.

Раздельные вычисления для периода схода и для периода нарастания производились на основании того, что изменчивость высоты и плотности в эти периоды существенно различна. Особенно четко это различие прослеживается по осредненным данным. В качестве примера можно привести график нарастания высоты снежного покрова на ст. Гороховец по осредненным за 10 лет данным (рис. 1).

Нами были вычислены изменчивости характеристик снежного покрова и по средним за десятилетний период данным. Результаты вычислений приведены в табл. 3.

Как и следовало ожидать, изменчивости, полученные по осредненным данным, оказались существенно меньше структурных функций. Разности этих величин дают представление о различии в изменчивости снежного покрова в разные годы и могут служить определенной климатологической характеристикой данной территории.

Таблица 1

Структурная функция высоты снежного покрова для ст. Гороховец
(период нарастания)

Сезон	τ в днях							
	1	2	3	4	5	10	15	20
Сумма разностей по годам								
1948/49	65	138	208	282	360	537	656	777
1949/50	126	255	404	563	731	1 522	2 313	3 178
1950/51	62	180	306	420	526	1 073	1 723	2 275
1951/52	166	404	615	788	978	1 771	2 288	3 438
1952/53	224	555	966	1 426	1 943	4 527	6 366	6 187
1953/54	33	84	145	213	287	736	1 271	1 835
1954/55	235	487	717	972	1 264	2 601	4 504	6 978
1955/56	296	602	888	1 112	1 363	3 516	6 751	10 249
1956/57	221	559	986	1 453	1 898	3 855	5 467	6 408
1957/58	136	308	468	655	884	2 252	3 746	5 216
Число разностей по годам								
1948/49	87	86	85	84	83	78	73	68
1949/50	119	118	117	116	115	110	105	100
1950/51	67	66	65	64	63	58	53	48
1951/52	143	142	141	140	139	134	129	124
1952/53	101	100	99	98	97	92	87	82
1953/54	82	81	80	79	78	73	68	63
1954/55	89	88	87	86	85	80	75	70
1955/56	125	124	123	122	121	116	111	106
1956/57	146	145	144	143	142	137	132	127
1957/58	112	111	110	109	108	103	98	93
Сумма всех разностей	1 564	3 572	5 703	7 884	10 234	22 390	35 085	46,741
Число случаев в (τ)	1,071	1,061	1,051	1,041	1,031	981	931	881
	1,46	3,37	5,43	7,57	9,93	22,72	37,69	53,17

Например, величины этих разностей могут, по-видимому, в какой-то мере помочь в определении необходимого ряда лет для получения надежных средних климатологических характеристик.

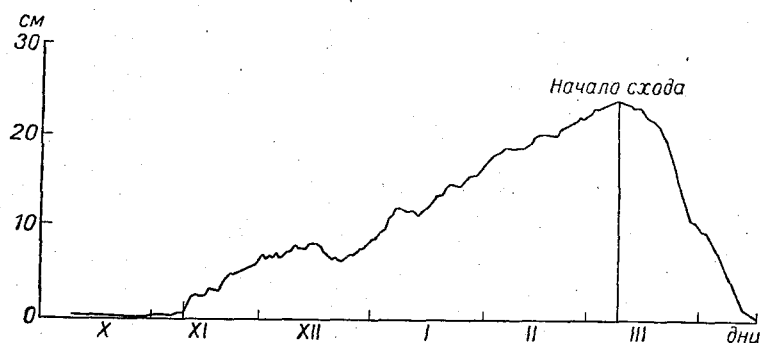


Рис. 1. Нарастание высоты снежного покрова по средним за 10 лет наблюдениям для ст. Гороховец.

По наблюдениям над плотностью снежного покрова ввиду отсутствия ежедневных наблюдений разности вычислялись только через интервалы в 5, 10, 15, 20 дней и т. д. В остальном порядок вычи-

Таблица 2

Структурные функции высоты снежного покрова по данным за 10 лет

Станция	τ в днях									
	1	2	3	4	5	10	15	20		
Период нарастания										
Гороховец . . .	1,46	3,37	5,43	7,57	9,93	22,72	37,69	53,17		
Немчиновка . . .	4,77	9,27	13,06	16,68	20,27	34,36	46,80	59,90		
Павлов-Посад . . .	5,43	11,69	18,30	25,11	31,00	59,86	88,82	124,16		
Селиваново . . .	4,65	10,21	16,03	21,94	28,00	63,09	102,38	154,82		
Период схода										
Гороховец . . .	3,45	11,62	23,35	37,60	53,73	173,53	321,27	493,81		
Немчиновка . . .	10,32	30,66	58,95	92,45	127,36	303,60	384,74	324,84		
Павлов-Посад . . .	14,77	42,25	80,53	123,46	166,46	355,37	482,04	451,88		
Селиваново . . .	11,00	34,10	62,76	98,29	138,71	410,07	653,77	736,47		

Таблица 3

Изменчивость высоты снежного покрова, по данным, осредненным за 10 лет

Станция	τ в днях									
	1	2	3	4	5	10	15	20		
Период нарастания										
Гороховец . . .	0,2	0,4	0,8	1,2	1,6	5,2	10,3	16,9		
Немчиновка . . .	0,4	1,1	1,5	2,2	2,9	8,5	16,5	27,2		
Павлов-Посад . . .	0,6	1,6	2,6	4,0	5,2	14,7	29,2	46,2		
Селиваново . . .	0,7	1,8	3,2	4,9	6,9	22,4	46,9	78,5		
Период схода										
Гороховец . . .	0,6	2,2	5,0	8,9	13,5	55,8	126,5	229,5		
Немчиновка . . .	1,0	3,1	6,3	10,8	16,4	64,1	145,0	245,4		
Павлов-Посад . . .	1,8	6,2	12,9	23,5	36,1	134,4	300,7	543,2		
Селиваново . . .	1,7	5,7	12,6	22,1	34,7	139,2	307,6	536,0		

Таблица 4

Структурные функции плотности снежного покрова, по данным за 10 лет

Станция	τ в днях							
	5	10	15	20	25	30	35	40
Период нарастания								
Гороховец . .	0,00117	0,00154	0,00238	0,00360	0,00292	0,00307	0,00342	0,00397
Немчиновка . .	0,00180	0,00203	0,00199	0,00244	0,00265	0,00227	0,00328	0,00322
Павлов-Посад . .	0,00097	0,00118	0,00128	0,00194	0,00227	0,00256	0,00270	0,00329
Селиваново . .	0,00108	0,00113	0,00153	0,00197	0,00200	0,00231	0,00241	0,00247
Период схода								
Гороховец . .	0,00108	0,00177	0,00304	0,00404	—	—	—	—
Немчиновка . .	0,00259	0,00363	0,00374	0,00818	—	—	—	—
Павлов-Посад . .	0,00282	0,00301	0,00243	0,00302	—	—	—	—
Селиваново . .	0,00427	0,00726	0,01049	0,00908	—	—	—	—

Таблица 5

Изменчивость плотности снежного покрова, вычисленная по данным, осредненным за 10 лет

Станция	τ в днях							
	5	10	15	20	25	30	35	40
Период нарастания								
Гороховец . .	0,00030	0,00054	0,00101	0,00116	0,00133	0,00128	0,00143	0,00160
Немчиновка . .	0,00059	0,00077	0,00102	0,00087	0,00114	0,00127	0,00117	0,00078
Павлов-Посад . .	0,00019	0,00037	0,00055	0,00084	0,00089	0,00093	0,00093	0,00085
Селиваново . .	0,00038	0,00058	0,00080	0,00113	0,00114	0,00100	0,00085	0,00093
Период схода								
Гороховец . .	0,00055	0,00122	0,00162	0,00257	0,00565	0,00810	—	—
Немчиновка . .	0,00081	0,00247	0,00410	0,00675	0,01076	0,01960	—	—
Павлов-Посад . .	0,00246	0,00230	0,00230	0,00585	0,00470	0,00800	0,01440	—
Селиваново . .	0,00127	0,00169	0,00269	0,00498	0,00798	0,01018	0,01317	0,01765

слений структурной функции оставался тем же, что и для высоты.

Структурные функции плотности снежного покрова представлены в табл. 4. В табл. 5 приведены изменчивости плотности снежного покрова по средним за десятилетний период.

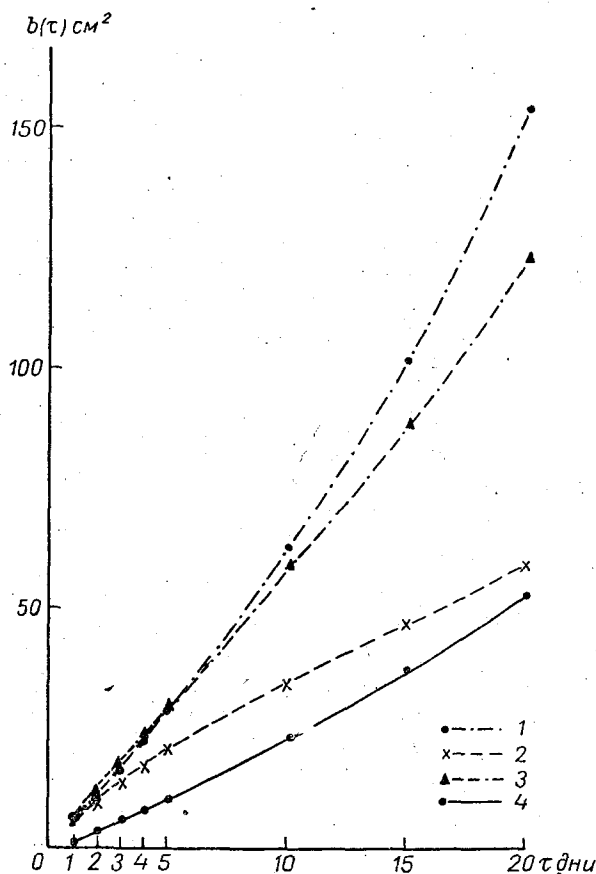


Рис. 2. Временные структурные функции высоты снежного покрова (период нарастания).

1 — Селиваново, 2 — Немчиновка, 3 — Павлов-Посад, 4 — Гороховец.

Для наглядности полученные структурные функции удобно представить в виде графиков зависимости величины структурной функции от интервалов времени между измерениями.

При нанесении на график структурные функции для высоты снежного покрова дают плавную кривую (рис. 2 и 3), что указывает на четко выраженную зависимость коррелируемых величин. При анализе полученных кривых оказалось, что во всех рассмотренных случаях ход структурной функции хорошо описывается степенным законом вида

$$b(\tau) = A\tau^n. \quad (2)$$

Здесь $b(\tau)$ — структурная функция при выбранном интервале τ , A — постоянный коэффициент, n — показатель степени.

Особенно хорошо эта закономерность видна на рис. 4 и 5, где структурные функции нанесены в логарифмических координатах.

Структурные функции в логарифмических координатах хорошо

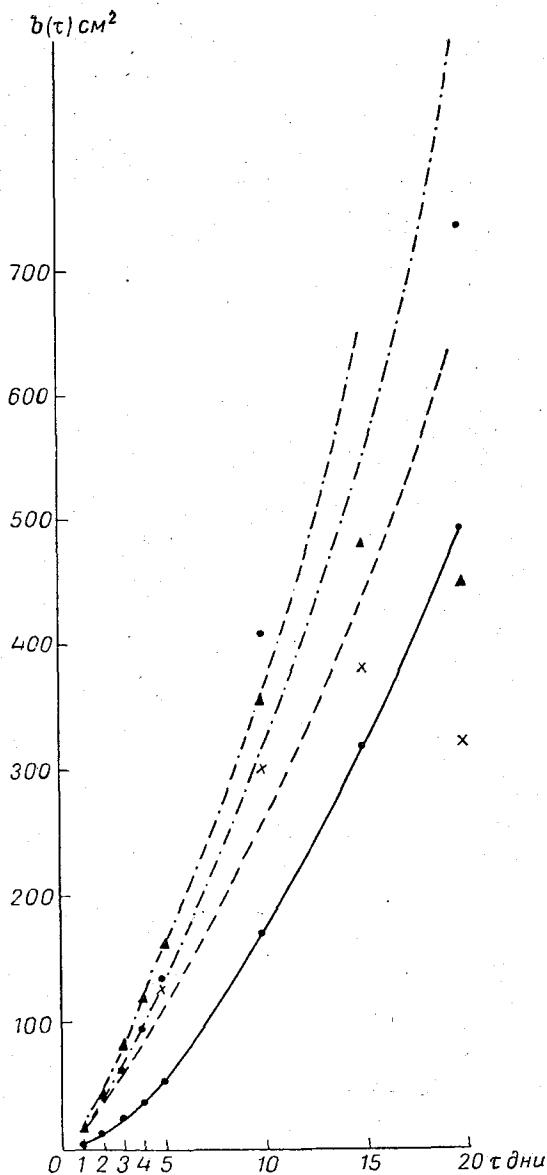


Рис. 3. Временные структурные функции высоты снежного покрова (период схода).

Усл. обозначения см. рис. 2.

аппроксимируются прямой, что подтверждает правильность выбранной формулы.

Имеющие место отклонения точек от прямой на графике для периода схода можно объяснить, во-первых, недостаточным числом разностей, необходимых для точного вычисления структурной функции, во-вторых, тем, что при средней продолжительности периода схода в 10—15 дней вычисление структурных функций для интервалов 15 и 20 дней производилось по материалам только затяжных весен, когда таяние происходило медленно и изменчивость высоты снежного покрова, естественно, бывала небольшой.

Полученные значения структурных функций для плотности снежного покрова нанесены точками на рис. 6 и 7. Как видно на этих рисунках, разброс отдельных вычисленных значений структурных функций оказался здесь значительно больше, чем для высоты снежного покрова. Этот разброс, очевидно, можно объяснить малым числом разностей, использованных для вычисления структурных функций, и малой точностью самого метода измерения.

Однако, несмотря на большой разброс точек, коэффициенты корреляции, вычисленные по этим данным, имели значение порядка 0,8—0,9. Это давало

основание провести кривую регрессии, уравнение которой, на основании расположения точек на графике, было выбрано в виде

$$b(\tau) = A + B\tau, \quad (3)$$

где A и B — постоянные коэффициенты, значения которых были определены методом наименьших квадратов.

Кривые на рис. 6 и 7, как правило, не проходят через начало координат. Это говорит о том, что данные о плотности снежного покрова, получаемые на той или иной станции практически в одно и то же время, при существующих методах измерения могут сильно отличаться друг от друга.

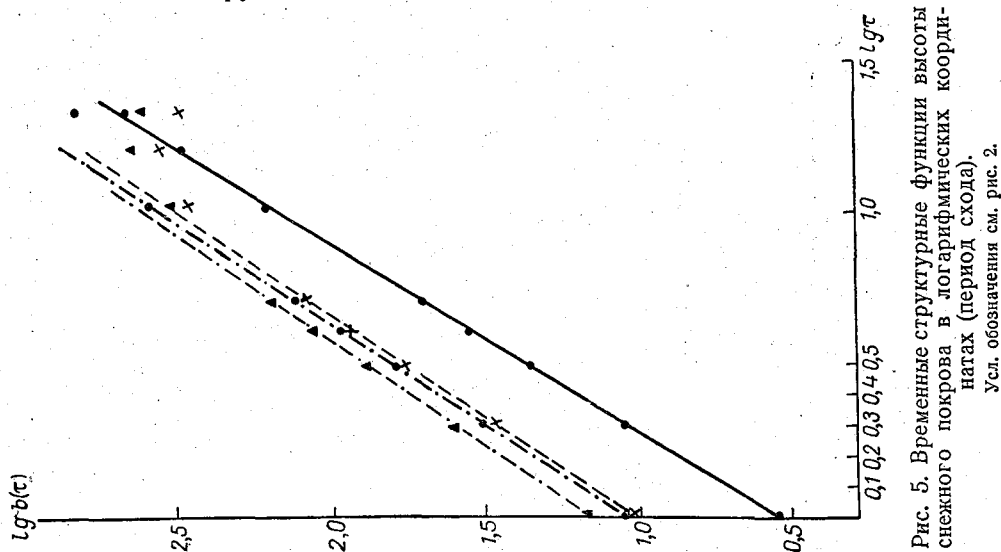


Рис. 5. Временные структурные функции высоты снежного покрова в логарифмических координатах (период схода).
Усл. обозначения см. рис. 2.

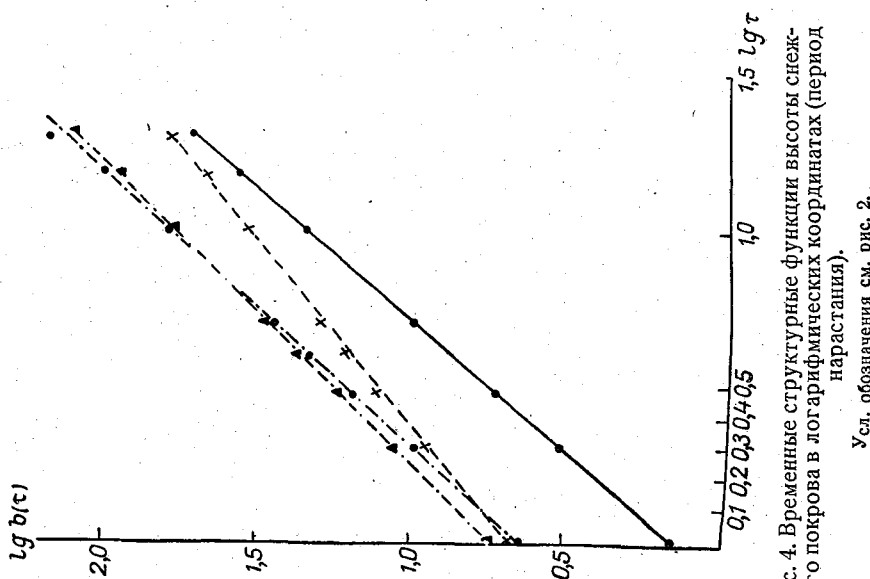


Рис. 4. Временные структурные функции высоты снежного покрова в логарифмических координатах (период нарастания).
Усл. обозначения см. рис. 2.

Примерно к такому же выводу пришел и И. С. Шпак [11].

Представление о величине погрешности, обусловленной несовершенством метода, дает на наших графиках значение ординаты при $\tau = 0$.

Как показывают данные табл. 2 и 4 и рис. 2—7, величины структурных функций в период нарастания и период схода существенно различны. Это дает основание считать, что изменчивость в оба периода различна и, очевидно, частота измерения в оба периода также не может быть одинаковой. Кроме того, для защищенных участков,

где высота снежного покрова была, как правило, выше, величины структурных функций по высоте тоже получились больше.

Отсюда можно сделать вывод, что изучение изменчивости снежного покрова для станций, находящихся в различных условиях защищенности, следует вести раздельно.

Для определения оптимального интервала между снегосъемками представляется целесообразным исходить из точности линейной интерполяции характеристик снежного покрова в период между снегосъемками.

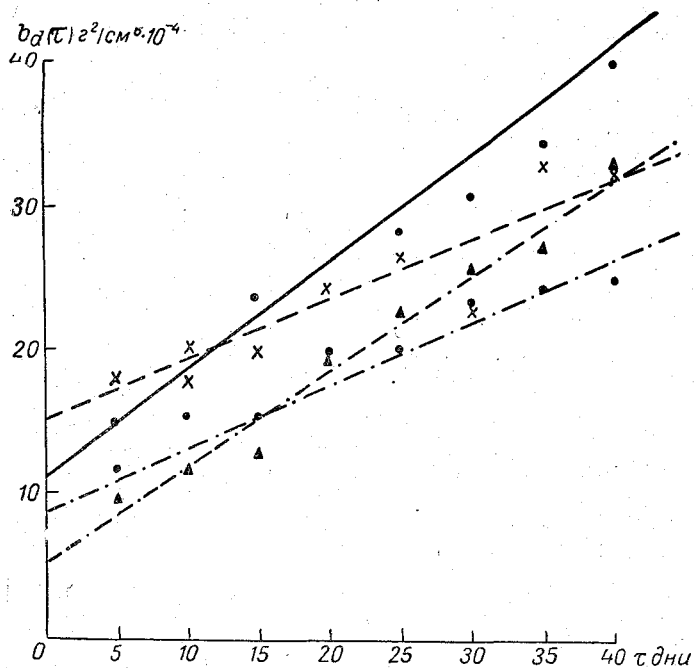


Рис. 6. Временная структурная функция плотности снежного покрова (период нарастания).
Усл. обозначения см. рис. 2.

Эмпирическим определением погрешностей интерполяции запасов воды в снеге в ГГО занималась Е. И. Абрамова¹.

Нами сделана попытка определить погрешности интерполяции высоты и плотности снежного покрова во времени аналитически.

Для вычисления погрешностей интерполяции были использованы полученные значения структурных функций.

Вычисления велись по формуле

$$\overline{\delta^2} = \frac{2}{\tau} \int_0^{\tau} \left(1 - \frac{\nu}{\tau}\right) b(\nu) d\nu - \frac{1}{6} b(\tau) - \frac{b(0)}{2}, \quad (4)$$

где $\overline{\delta^2}$ — средняя квадратичная погрешность, $b(\nu)$ — значение структурной функции для промежуточных значений времени ν в интервале τ , $b(0)$ — значение структурной функции для $\tau=0$.

Остальные обозначения те же, что и в приведенных выше фор-

¹ Работа Е. И. Абрамовой проводилась в ГГО в 1955—1957 гг. Отчет о работе находится в архиве ГГО.

мулах. Путем подстановки в эту формулу аналитического выражения структурных функций для высоты и плотности она была приведена к более простому виду, а именно, для высоты снежного покрова было получено выражение

$$\bar{\delta}^2 = b(\tau) \left[\frac{2}{(n+1)(n+2)} - \frac{1}{6} \right], \quad (5)$$

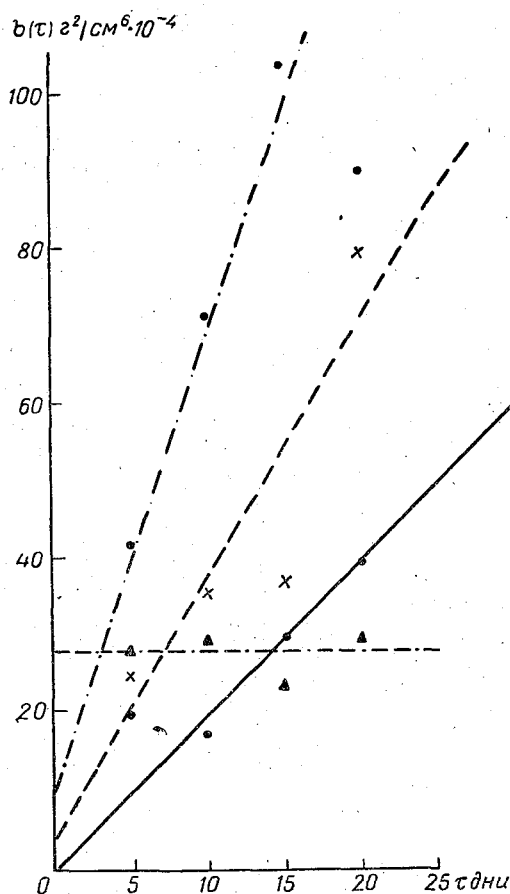


Рис. 7. Временная структурная функция плотности снежного покрова (период схода).
Усл. обозначения см. рис. 2.

а для плотности

$$\bar{\delta}_2 = \frac{1}{6} [A + b(\tau)]. \quad (6)$$

Здесь $\bar{\delta}^2$ — средняя квадратичная погрешность интерполяции, $b(\tau)$ — значение соответствующей структурной функции, n — показатель степени в уравнении (2), A — постоянная из уравнения (3).

Ошибка интерполяции отсюда равняется

$$\overline{P}_{h,d} = \sqrt{\bar{\delta}_{h,d}^2}. \quad (7)$$

Вычисленные таким образом погрешности интерполяции приведены в табл. 6 и 7.

Таблица 6

Погрешности интерполяции высоты снежного покрова

Станция	τ в днях									
	1	2	3	4	5	10	15	20		
Период нарастания										
Гороховец . .	0,42	0,63	0,80	0,95	1,09	1,64	2,09	2,49		
Немчиновка .	0,76	1,02	1,19	1,36	1,50	2,00	2,37	2,69		
Павлов-Посад .	0,96	1,37	1,69	1,96	2,19	3,11	3,83	4,44		
Селиваново . .	0,77	1,16	1,41	1,73	1,97	2,95	3,73	4,41		
Период схода										
Гороховец . .	0,36	0,64	0,90	1,14	1,37	2,46	3,45	4,21		
Немчиновка .	0,74	1,34	1,73	2,18	2,59	4,44	6,10	7,62		
Павлов-Посад .	0,83	1,45	2,00	2,52	3,02	5,25	7,27	9,15		
Селиваново . .	0,76	1,30	1,79	2,25	2,67	4,60	6,33	7,93		

Таблица 7

Погрешности интерполяции плотности снежного покрова

Станция	τ в днях									
	0	5	10	15	20	25	30	35	40	
Период нарастания										
Гороховец . .	0,0194	0,0209	0,0223	0,0236	0,0249	0,0260	0,0272	0,0283	0,0293	
Немчиновка .	0,0226	0,0234	0,0241	0,0247	0,0254	0,0261	0,0268	0,0274	0,0280	
Павлов-Посад .	0,0132	0,0151	0,0169	0,0184	0,0199	0,0212	0,0224	0,0237	0,0248	
Селиваново . .	0,0170	0,0180	0,0190	0,0200	0,0209	0,0218	0,0226	0,0234	0,0242	
Период схода										
Гороховец . .	0,0043	0,0123	0,0179	0,0221	0,0257	—	—	—	—	
Немчиновка .	0,0102	0,0197	0,0258	0,0308	0,0351	—	—	—	—	
Павлов-Посад .	0,0306	0,0306	0,0306	0,0306	0,0306	—	—	—	—	
Селиваново . .	0,0178	0,0285	0,0361	0,0424	0,0479	—	—	—	—	

Графики зависимости ошибок интерполяции от величины выбранного интервала (рис. 8—11) позволяют определить частоту измерений, необходимую для получения промежуточных значений характеристик снежного покрова с заранее выбранной точностью.

Уместно заметить, что нулевая ордината на рис. 10 и 11, так же как и на рис. 6 и 7, дает представление о погрешностях самого метода измерения. Если исключить эту погрешность, то собственная погрешность интерполяции плотности окажется незначительной, особенно для периода нарастания. Отсюда можно сделать вывод, что погрешность интерполяции плотности зависит не только от изменчивости этой характеристики, но в значительной степени и от несовершенства методики самих измерений. Следовательно, для увеличения сроков между наблюдениями необходимо заниматься и усовершенствованием методов измерения.

Погрешности метода измерения высоты снежного покрова практически равны нулю. Этот вывод можно было сделать еще при рассмотрении рис. 2 и 3. Кривые на этих рисунках при экстраполяции на нулевую ординату будут начинаться почти точно от начала координат. Однако это будет, очевидно, справедливым лишь при наблюдениях по постоянным рейкам. При наблюдениях с помощью переносной рейки нулевая ордината на рисунках, аналогичных рис. 2 и 3, может быть отличной от нуля, и кривая погрешности на графиках, подобных рис. 8 и 9, может не проходить через начало координат. В нашем распоряжении данных ежедневных наблюдений, полученных с помощью переносной рейки, не было и проверить это предположение не удалось.

Приведенные выше погрешности интерполяции получены по материалам только четырех станций и за сравнительно короткий ряд

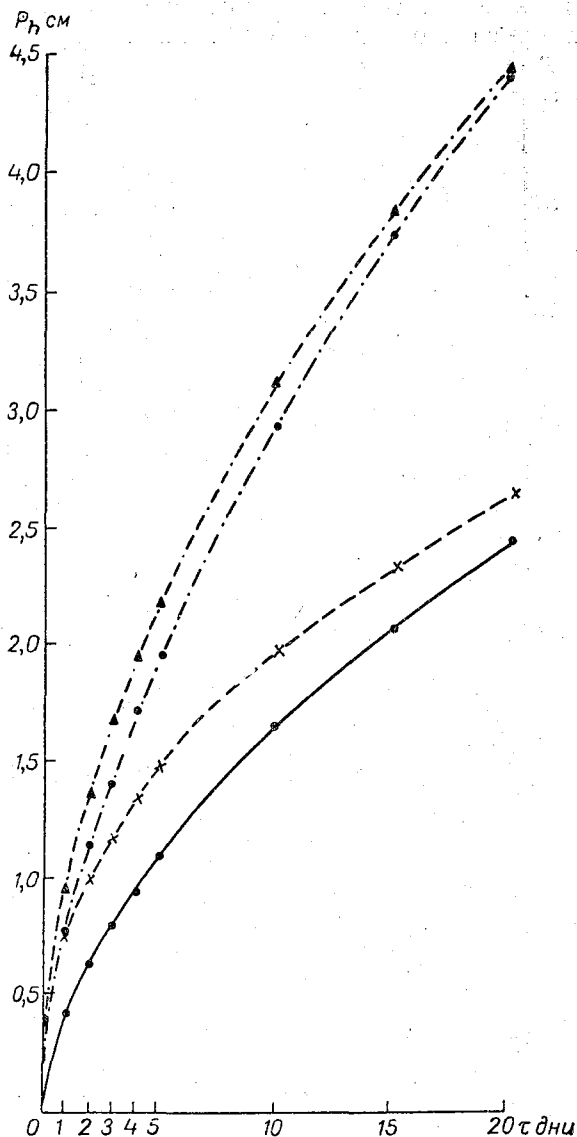


Рис. 8. Погрешность интерполяции высоты снежного покрова (период нарастания).

Усл. обозначения см. рис. 2.

лет. Поэтому на их основании нельзя сделать общих выводов о необходимой частоте наблюдений, тем более, что для периода схода снежного покрова они получены по очень небольшому числу случаев. Чтобы сделать окончательный вывод о частоте наблюдений, необходимо получить данные об изменчивости характеристик снежного покрова и о погрешностях их интерполяции в различных физико-географических районах.

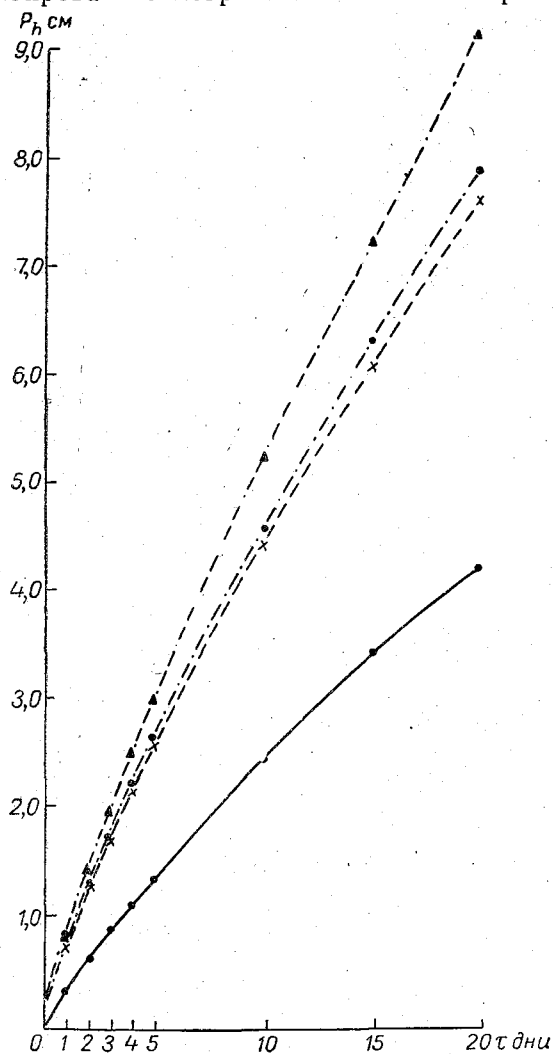


Рис. 9. Погрешность интерполяции высоты снежного покрова (период схода).
Уел. обозначения см. рис. 2.

и защищенных участков. При этом для высоты снежного покрова на защищенных участках они оказались по абсолютной величине больше, а для плотности — меньше. Эта закономерность вполне объяснима, если учесть характер залегания снежного покрова на обоих участках.

Различия в величинах погрешностей интерполяции для открытых и защищенных участков подтверждает необходимость раздельного изучения изменчивости на участках различной защищенности. Кроме

Для получения более надежных данных на период схода потребуется, по-видимому, объединение материалов наблюдений большего числа станций, расположенных в однородных условиях. Целесообразность этого вытекает еще и из того положения, что интервалы между снегосъемками не могут выбираться отдельно для каждой станции. Они должны быть одинаковыми для более или менее значительного района.

Однако на основании имеющегося в табл. 6 и 7 материала можно утверждать, что погрешности интерполяции высоты снежного покрова значительно больше в период схода, чем в период нарастания. То же самое можно сказать и об ошибках интерполяции плотности, начиная с интервалов между измерениями в 10—15 дней. Это подтверждает ранее сделанный вывод о том, что частота наблюдений в эти периоды должна быть различной.

Существенно различными получились ошибки интерполяции высоты и плотности для открытых

того, на основании характера их различий можно сделать предположение, что интервалы между снегосъемками будут обуславливаться не только отдельными ошибками интерполяции высоты и плотности снежного покрова. В значительной мере они будут зависеть также от ошибки интерполяции запасов воды в снеге.

Погрешности интерполяции запаса воды в снеге можно вычислить, пользуясь погрешностями интерполяции отдельных характеристик снежного покрова.

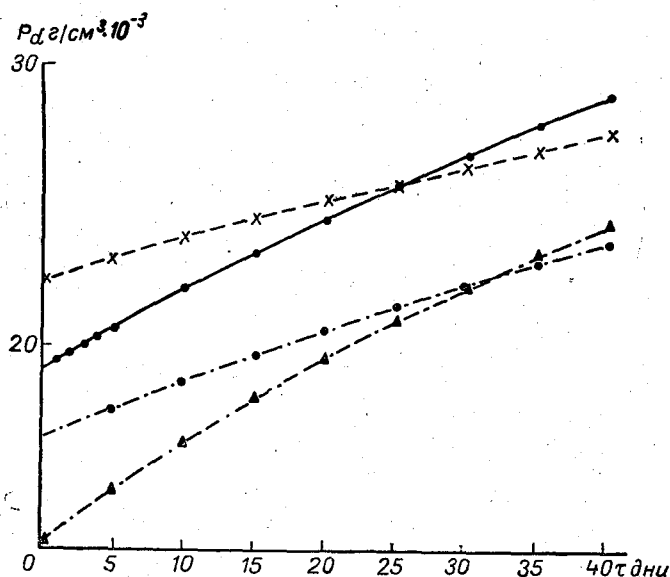


Рис. 10. Погрешность интерполяции плотности снежного покрова (период нарастания).

Усл. обозначения см. рис. 2.

Попытка таких вычислений была произведена по наблюдениям на ст. Гороховец в период нарастания для высоты снежного покрова 10 и 20 см и плотности 0,25 г/см³.

Вычисления велись по формуле

$$\frac{\sqrt{\overline{P_Q^2}}}{Q} = \sqrt{\frac{\overline{P_h^2}}{h^2} + \frac{\overline{P_d^2}}{d^2} + \left(\frac{\overline{P_h}}{h} \cdot \frac{\overline{P_d}}{d} \right)}, \quad (8)$$

где Q — запас воды в снеге.

Результаты вычислений приведены в табл. 8.

Если считать допустимой ошибку интерполяции запаса воды в 20—30% при $h < 10$ см и 10% при $h \geq 10$ см, то, по полученным данным (см. табл. 8), снегосъемки нельзя проводить реже, чем через 5 дней.

Известно, что запас воды в снеге, определяемый существующим методом, дает точность всего лишь порядка 20—40% при $h > 10$ см [11]. В этом случае, согласно табл. 8, снегосъемки имеет смысл проводить не чаще, чем один раз в 20 дней.

Таблица 8
Погрешности интерполяции запаса воды на период нарастания (ст. Гороховец)

τ	Высота h (см)	
	10	20
5	16,7	12,1
10	22,5	14,8
15	27,2	17,3
20	31,5	19,6

Как указывалось выше, все расчеты и выводы в настоящей работе были сделаны на основании ежедневных данных. При этом пред-

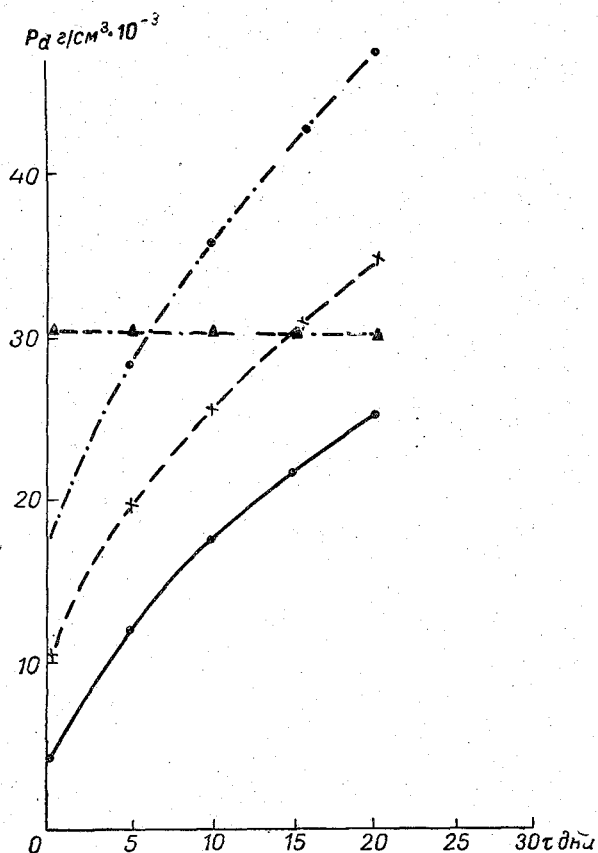


Рис. 11. Погрешность интерполяции плотности снежного покрова (период схода).
Усл. обозначения см. рис. 2.

полагалось, что наблюдения на постоянных участках если и не дают правильного представления о запасах снега в исследуемых районах, то динамику изменения высоты и плотности в течение се-

зона в среднем отражают правильно. Чтобы определить, насколько такое предположение справедливо, для ст. Гороховец было произведено вычисление структурной функции для высоты снежного покрова по данным наблюдений при снегосъемках и по наблюдениям на постоянном участке в дни проведения снегосъемок.

Таблица 9
Структурная функция высоты снежного покрова по данным ст. Гороховец

	Число дней			
	5	10	15	20
Период нарастания				
Постоянные рейки	12,8	25,4	37,2	52,2
Снегосъемки	12,6	27,2	39,4	55,6
Период схода				
Постоянные рейки	37,1	141,3	298,4	535,2
Снегосъемки	41,3	154,0	325,3	576,1

Как видно из табл. 9, величины структурных функций для периода нарастания получились очень близкими. Это дает основание считать, что замена снегоъемок ежедневными наблюдениями для целей исследования временной изменчивости вполне допустима и различия в погрешностях интерполяции вследствие различия в методе измерения будут незначительными.

Большие различия в величинах структурных функций в период схода можно объяснить малым количеством использованного материала.

Выводы

1. Изучение изменчивости характеристик снежного покрова следует вести раздельно для периода нарастания и для периода схода.
2. Изменчивость на открытых и защищенных участках, расположенных даже в однородных климатических районах, должна изучаться раздельно.
3. При определении интервала времени между измерениями высоты и плотности снежного покрова следует исходить из точности, необходимой для удовлетворения запросов практики. Однако при этом необходимо учитывать и погрешности метода, так как не имеет смысла добиваться точности интерполяции большей, чем точность отдельной снегомерной съемки.
4. Для определения изменчивости высоты и плотности снежного покрова во времени можно пользоваться результатами ежедневных наблюдений на постоянных участках.

ЛИТЕРАТУРА

1. Абрамова Е. И. и Дроздов О. А. Рациональные расстояния между станциями сети, ведущими учет высоты снежного покрова. Труды ГГО, вып. 4 (66), 1947.
2. Великанов М. А. Гидрология суши. Гидрометеоздат, Л., 1948.
3. Гуревич М. И. О методике снегомерных наблюдений. Метеорол. и гидрол., № 4, 1948.
4. Дмитриева Н. Г. Расчет плотности снежного покрова по метеорологическим данным. Метеорол. и гидрол. № 2, 1950.
5. Комаров В. Д. Характер залегания снежного покрова на местности и формирование половодья. Метеорол. и гидрол., № 6, 1947.
6. Методические указания управлениям гидрометслужбы, № 23, 1957.
7. Паршин В. Н. и Салов М. С. О постановке наблюдений над снежным покровом в районах полейзащитных лесонасаждений. Метеорол. и гидрол., № 7, 1952.
8. Паршин В. Н. и Салов М. С. Методические и организационные вопросы изучения снежного покрова на равнинной территории. Метеорол. и гидрол., № 11, 1952.
9. Селецкий И. И. Методика маршрутной снегомерки. Метеорол. и гидрол., № 11-12, 1938.
10. Хаскина М. И. К вопросу о способах и точности измерения зимних осадков. Метеорол. и гидрол., № 9, 1952.
11. Шпак И. С. О точности наблюдений над снежным покровом при снегомерках. Труды ГГИ, вып. 45 (99), 1954.
12. Шпак И. С. К методике снегомерных съемок на поверхности водохранилища. Метеорол. и гидрол., № 3, 1956.

ПРИМЕНЕНИЕ ГРАФИЧЕСКОГО МЕТОДА СОПОСТАВЛЕНИЯ МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ ЭЛЕМЕНТОВ ДЛЯ АНАЛИЗА МАТЕРИАЛОВ НАБЛЮДЕНИЙ

В статье рассматривается связь между отдельными метеорологическими элементами и дается ее количественная оценка. Изучение характера связи между элементами имеет практическое значение для критического анализа материалов наблюдений, особенно в горных и мало освещенных наблюдениями районах, где другие методы анализа находят ограниченное применение.

Метод анализа путем сопоставления отдельных метеорологических элементов используется при критическом контроле ежедневных данных. Основным принципом этого метода является согласованность изменения метеорологических элементов с изменением характера атмосферных процессов. Так, для каждого физико-географического района существует определенная зависимость между значениями температуры воздуха, облачности и влажности, температурой почвы и температурой воздуха, относительной влажностью воздуха и выпадением осадков [4], характером залегания снежного покрова и температурой воздуха. Атмосферные явления (иней, роса, гололед, изморозь, метель и т. д.) обычно образуются при определенных условиях погоды. Резкие изменения давления, как правило, сопровождаются резкими изменениями целого комплекса метеорологических элементов.

При контроле ежедневных данных обычно проверяют согласованность изменений метеорологических элементов, но при анализе средних месячных величин в практике гидрометеорологических обсерваторий указанный метод имеет весьма ограниченное применение.

Практически на согласованность между отдельными элементами обычно обращают внимание только при просмотре выписок месячных выводов [3]. Количественная оценка связи при таком просмотре обычно не учитывается, несмотря на то, что в ряде случаев связь между месячными величинами метеорологических элементов бывает выражена очень четко. Так, можно указать, что на очень многих станциях по месячным выводам существует хорошая согласованность между значениями количества общей и нижней облачности [1], [2], числом дней с метелью и повторяемостью случаев сильного ветра, между абсолютной влажностью воздуха и температурой воздуха, относительной влажностью воздуха и повторяемостью отметок 8—10 по нижней облачности [1, 2, 6]. Количественная оценка связи между метеорологическими элементами может быть получена путем сопоставления данных за ряд лет. Последнюю проще всего определить графическим путем (по графикам корреляционной зависимости). Следует учитывать, что характер связи между отдельными метеороло-

гическими элементами в основном зависит от физико-географических особенностей района и времени года. Поэтому графики связи между отдельными метеорологическими элементами для некоторых районов могут иметь практическое применение при анализе материалов наблюдений лишь в отдельные сезоны. Приведем примеры.

1. На рис. 1 представлены изменения абсолютной влажности воздуха и температуры от одного года к другому по ст. Екатерино-Никольское. В холодный сезон вследствие низких температур абсолютное влагосодержание воздуха в этом районе очень мало (средняя месячная абсолютная влажность в январе никогда не превышает 1 мб). Поэтому зимой с изменением температуры абсолютная влажность меняется здесь незначительно и хорошая согласованность между этими элементами прослеживается только летом.

2. Характер залегания снежного покрова в основном зависит от количества осадков и температурного режима зимы. Для районов, где зимой часто наблюдаются оттепели, определяющим фактором, естественно, является температурный режим.

В табл. 1 приведены отклонения от нормы средней месячной температуры воздуха и высоты снежного покрова в аномально теплые и аномально холодные зимы по ст. Рига, заимствованные из работы Н. С. Темниковой [5]. Из приведенных данных можно видеть, что, как правило, устойчиво холодные зимы бывают многоснежными, а устойчиво теплые — малоснежными. Следует отметить, что в районе Риги около половины всех зим отличается устойчивой аномальностью термического режима, благодаря чему связь между температурой воздуха и высотой снежного покрова на этой станции выражена особенно хорошо. В районах, где зимой оттепели, как правило, отсутствуют, высота снежного покрова и запас воды определяются главным образом количеством осадков.

3. Связь между общей и нижней облачностью достаточно четко прослеживается на большей части Европейской территории СССР, где образование облачности, особенно зимой, обусловлено в основном западным переносом. В районах, где условия формирования облаков верхнего и нижнего ярусов различны и где вообще облака нижнего яруса наблюдаются сравнительно редко, связь между общей и нижней облачностью выражена очень слабо (в Заволжье, Средней Азии).

Количественная оценка зависимостей между отдельными метеорологическими элементами имеет большое практическое значение для критического анализа материалов наблюдений горных станций и в районах, где сеть метеорологических станций недостаточно густая и где поэтому нельзя применять принятые в гидрометеорологических обсерваториях методы анализа (сопоставление результатов наблюдений на соседних станциях).

Помимо связи между отдельными метеорологическими элемен-

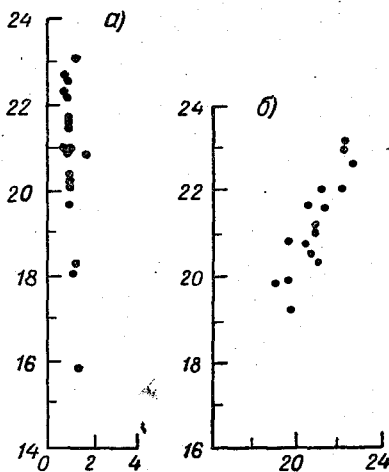


Рис. 1. График зависимости между абсолютной влажностью (ось абсцисс) и температурой воздуха (ось ординат). Екатерино-Никольское.

а — январь, б — июль.

Таблица 1

Отклонения от нормы средней месячной температуры воздуха и высоты снежного покрова в аномально холодные и аномально теплые зимы (Рига)

Годы	Температура воз- духа (град.)			Высота снежного покрова (см) по декадам								
	Ян- варь	Фев- раль	Март	Январь			Февраль			Март		
				I	II	III	I	II	III	I	II	III
Холодные зимы												
1881	-4,3	-1,3	-2,6	—	—	—	—	—	—	—	—	—
1883	-2,3	-0,3	-4,1	—	—	—	—	—	—	—	—	—
1886	-1,0	-3,6	-3,3	—	—	—	—	—	—	—	—	—
1888	-2,3	-4,5	-5,9	—	—	—	—	—	—	—	—	—
1889	-1,4	-1,7	-4,5	—	—	—	—	—	—	—	—	—
1893	-10,1	-5,4	-0,3	18	20	21	21	24	28	27	17	-3
1917	-2,4	-5,3	-7,3	—	—	—	—	—	—	—	—	—
1922	-3,7	-1,7	-0,3	—	—	—	—	—	—	—	—	—
1924	-4,8	-2,1	-1,9	6	6	4	9	15	30	26	26	20
1929	-3,3	-9,5	-1,2	-4	-5	1	-4	-4	0	8	2	-5
1931	-0,5	-2,5	-3,2	4	15	22	23	20	15	17	30	16
1940	-8,0	-8,5	-4,1	7	8	19	17	27	16	19	38	42
1941	-7,0	-1,8	-1,2	5	14	17	16	18	19	14	8	8
1942	-8,4	-6,6	-7,2	-3	-3	-1	4	4	9	10	14	6
1947	-3,1	-6,8	-1,9	-12	-10	-9	-9	-9	2	7	10	-1
Норма	-4,3	-4,0	-1,1	12	13	13	15	16	15	13	10	6
Теплые зимы												
1882	5,7	3,7	3,7	—	—	—	—	—	—	—	—	—
1884	3,3	3,1	0,1	—	—	—	—	—	—	—	—	—
1890	3,0	1,1	2,4	—	—	—	—	—	—	—	—	—
1894	0,4	3,2	2,9	-10	-11	-13	-15	-8	-5	-11	-10	-6
1898	4,2	1,3	-0,5	-12	-13	-12	-13	-6	0	-3	-6	-5
1899	2,8	1,4	-1,0	1	4	-11	-5	-9	-12	4	-5	0
1903	2,1	4,4	4,9	—	—	—	—	—	—	—	—	—
1906	1,9	2,1	0,4	—	—	—	—	—	—	—	—	—
1910	2,7	4,3	2,8	-5	-12	-4	-5	-16	-15	-13	-10	-6
1925	5,8	5,8	0,4	-11	-13	-13	-15	-16	-15	-11	-3	-6
1930	4,6	0,5	2,3	-12	-13	-12	-9	-14	-15	-13	-10	-6
1938	1,8	3,5	4,6	18	14	6	-9	-14	-14	-13	-10	-6
1939	1,4	5,7	0,6	2	0	-8	-9	-16	-14	-9	-9	-5
1944	4,7	2,3	1,1	5	11	-10	-13	-12	-13	-12	-10	-6
1949	4,4	3,8	1,0	-12	-2	-7	-14	-16	-15	-10	-9	-6
Норма	-4,3	-4,0	-1,1	12	13	13	15	16	15	13	10	6

тами, при критическом анализе материалов наблюдений очень важно обращать внимание на согласованность между собой значений характеристик одного и того же элемента. Графическое сопоставление этих данных даст возможность выявить грубые технические ошибки. Для большей части станций можно отметить хорошую связь между следующими величинами:

а) средней относительной влажностью воздуха и числом дней с относительной влажностью $\geq 80\%$ и $\leq 30\%$,

б) количеством осадков и числом дней с осадками,

в) повторяемостью отметок облачности 0—2 и 8—10 и числом ясных и пасмурных дней,

г) высотами снежного покрова на постоянном участке и на участке снегосъемок,

д) числом дней с метелью и продолжительностью метелей,

е) числом дней с туманом и продолжительностью туманов.

При определении зависимости между указанными величинами нужно учитывать, что наиболее хорошие связи наблюдаются в тех

случаях, когда значения характеристик имеют повторяемость, соответствующую максимуму кривой распределения данного элемента. Приведем некоторые примеры.

1. Между количеством облачности и числом ясных и пасмурных дней, как правило, отмечается очень хорошая зависимость.¹ Но естественно, что в районах, где преобладает пасмурная погода, связь между повторяемостью пасмурного состояния неба и числом пасмурных дней будет лучше, чем в малооблачных районах. Наоборот, связь между повторяемостью ясного состояния неба и числом ясных дней лучше прослеживается в тех районах, где преимущественно наблюдается ясная погода. Нередки случаи, когда на одной и той же станции в одни месяцы более хорошая зависимость отмечается между характеристиками пасмурной погоды, а в другие — между характери-

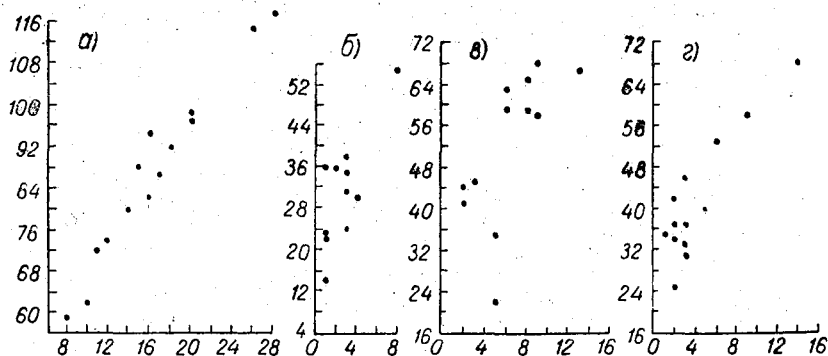


Рис. 2. Графики зависимости между повторяемостью отметок облачности и числом ясных и пасмурных дней. Мелекесс. Связь между повторяемостью отметок 8—10 и числом пасмурных дней в январе (а) и июле (б). Связь между повторяемостью отметок 0—2 и числом ясных дней в январе (в) и июле (г).

ками ясной погоды. На рис. 2 представлены соотношения сумм отметок облачности по градациям (ось ординат) и числа пасмурных и ясных дней (ось абсцисс) за отдельные годы по ст. Мелекесс для января и июля. В январе связь между суммами отметок облачности 8—10 и числом пасмурных дней выражена довольно четко, в июле же она почти отсутствует. Но связь между суммами отметок 0—2 и числом ясных дней, наоборот, в июле прослеживается несколько лучше, чем в январе. По многолетним средним, в январе повторяемость пасмурного состояния неба составляет 73%, в июле 42%.

2. Зависимость между средней месячной относительной влажностью воздуха и числом влажных дней наиболее хорошо выражена в районах с достаточным увлажнением, в засушливых районах она почти отсутствует. При значениях влажности ниже 45%, связь между характеристиками средней месячной относительной влажности в 13 час. и числом влажных дней практически отсутствует. При этих значениях влажности число дней с относительной влажностью $\geq 80\%$ обычно изменяется в пределах от 0 до 3. Связь между числом сухих дней и средней месячной относительной влажностью воздуха, наоборот, лучше прослеживается в засушливых районах.

¹ Отношение числа ясных дней в процентах от общего числа дней к повторяемости отметок облачности 0—2 и отношения числа пасмурных дней к повторяемости отметок 8—10 Е. С. Рубинштейн предложила назвать коэффициентами устойчивости ясной и пасмурной погоды.

При значениях влажности выше 50%, связь между величинами средней месячной относительной влажности воздуха и числом дней с влажностью $\leq 30\%$ прослеживается уже очень слабо. Естественно,

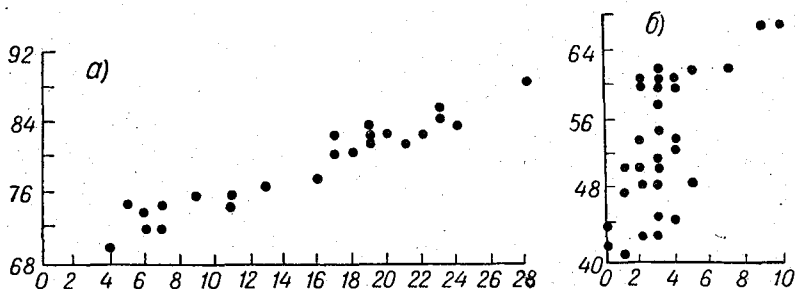


Рис. 3. График зависимости между относительной влажностью воздуха и числом дней с относительной влажностью воздуха 80%.

Петропавловск.
а — февраль, б — июль.

что в районах с резко выраженным годовым ходом влажности зависимость между этими характеристиками не остается постоянной в течение года.

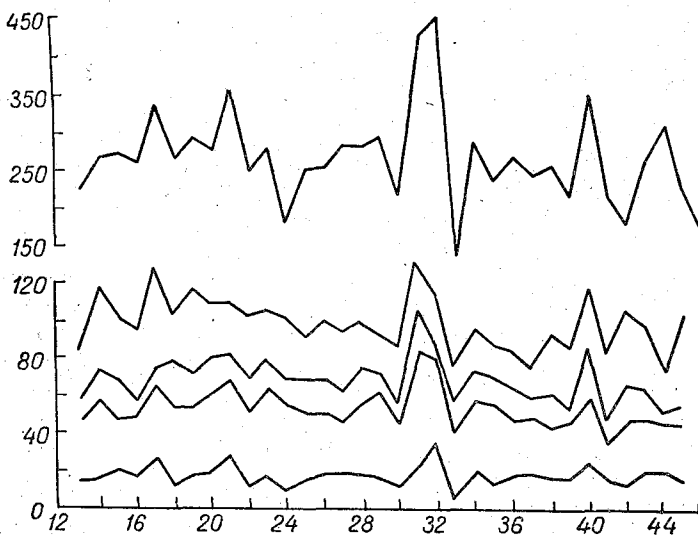


Рис. 4. График зависимости между количеством осадков и числом дней с осадками. Кандакша. Теплый период.

На рис. 3 представлены корреляционные графики зависимости между средними значениями относительной влажности воздуха в 13 час. (ось ординат) и числом влажных дней (ось абсцисс) за отдельные годы на ст. Петропавловск (Казахстан) за февраль и июль. Как видно из графика, в феврале, когда преобладает влажная погода, связь между этими характеристиками выражена лучше, чем в июле (в феврале средняя многолетняя относительная влажность воздуха в 13 час. составляет 79%, число влажных дней — 13, в июле соответственно 59% и число влажных дней 2).

3. При анализе зависимости между количеством осадков и числом

дней с осадками необходимо иметь в виду, что нередко встречаются случаи, когда количество осадков от одного года к другому возрастает, а число дней с осадками остается без изменения или даже убывает. Эта несогласованность объясняется различиями в соотношениях дней с осадками разной интенсивности в отдельные годы. На рис. 4 представлены данные за теплый период о количестве осадков (на оси ординат отложены суммы осадков, на оси абсцисс — годы наблюдений — верхняя кривая) и числе дней с осадками по градациям $\geq 0,1$, $\geq 1,0$, $\geq 5,0$, $\geq 10,0$ мм на ст. Кандалакша. В 1944 г. увеличение количества осадков сопровождается уменьшением общего числа дней с осадками. Это несоответствие, однако, не свидетельствует о дефектах наблюдений или обработки, так как в этом году довольно велико было число дней с обильными осадками.

Выводы

Изучение характера связи между отдельными метеорологическими элементами и количественная оценка ее имеет практическое значение для критического анализа материалов наблюдений, особенно в мало освещенных наблюдениями и в горных районах, где другие методы анализа имеют ограниченное применение.

Количественная оценка связей между отдельными характеристиками одного и того же элемента (повторяемостью отметок облачности 0—2 и числом ясных дней, средней месячной относительной влажностью воздуха и числом влажных дней и т. д.) позволит выявить грубые технические ошибки.

Необходимо учитывать, что характер связи между метеорологическими элементами зависит от физико-географических особенностей района и от времени года.

ЛИТЕРАТУРА

1. Алисов Б. П., Дроздов О. А., Рубинштейн Е. С. Курс климатологии. Гидрометеиздат, Л., 1952.
2. Методы климатологической обработки метеорологических наблюдений. Под ред. О. А. Дроздова. Гидрометеиздат, Л., 1957.
3. Руководство по первичной обработке материалов метеорологических наблюдений. Гидрометеиздат, Л., 1957.
4. Дроздов О. А. О рациональной форме связи влагосодержания с осадками при изучении влагооборота. Труды ГГО, вып. 62 (124), 1956.
5. Темникова Н. С. Климат Латвийской ССР. Изд-во АН ЛатвССР, 1958.
6. Гакен Г. Л. К методике наблюдений влажности воздуха и их обработки для высокогорных станций. Труды ГГО, вып. 64 (126), 1956.

ОБ ИЗМЕРЕНИИ СКОРОСТИ ВЕТРА

В статье приводятся материалы сравнительных наблюдений над скоростью ветра по флюгеру и анеморумбографу для метеостанции Воейково за несколько лет.

Основным прибором для определения скорости ветра на гидрометеорологических станциях до настоящего времени служит флюгер.

Флюгер является далеко не совершенным прибором. М. И. Гольцман [1] и М. Е. Подтягин [5] подробно разбирают его недостатки. Искажение истинной скорости ветра при наблюдениях по флюгеру возникает как из-за конструктивных особенностей прибора (большая инерция доски, нелинейность шкалы и др.), так и из-за специфических ошибок, зависящих от применяемой методики наблюдений и от субъективных особенностей наблюдателя.

Определять среднее положение доски флюгера за 2 мин. да еще на высоте 10—12 м на глаз довольно трудно.

В работе [5] приводятся коэффициенты корреляции между показаниями двух наблюдателей — в среднем 0,79, а по одной серии даже 0,57.

Если же в течение 2 мин. делать по 24 отсчета, а затем вычислять среднюю скорость ветра за указанное время, то субъективная ошибка наблюдателя в значительной мере уменьшается и определение средней скорости ветра становится более точным.

Но какой бы большой точности мы при этом не достигли, определенная нами скорость ветра за 2 мин., если ее рассматривать в качестве характеристики средней скорости ветра за более длительный промежуток времени (10 мин., час и т. д.), может оказаться совершенно случайной, так как скорость ветра в течение нескольких минут может изменяться в несколько раз.

Среднее из трехразовых наблюдений, продолжительностью в 2 мин. каждое, в течение получаса уже более надежно характеризует среднюю скорость ветра за эти полчаса. Но такие наблюдения по флюгеру представляют значительную трудность для наблюдателя и вместе с тем будут недостаточны для удовлетворения возросших требований потребителей. Именно поэтому в настоящее время усиленно развивается применение самописцев, регистрирующих среднюю скорость и мгновенные порывы ветра. Они могут дать уже более полные представления о ветровом режиме.

В последнее время разработан ряд анеморумбометров и самописцев ветра [6, 7, 8]. Например, самописец ветра М-12 прошел экспериментальные испытания и в настоящее время поступает на сеть гидрометеостанций.

Оснащение станций анемометрами и анеморумбографами взамен флюгеров будет продолжаться. При этом возникает необходимость

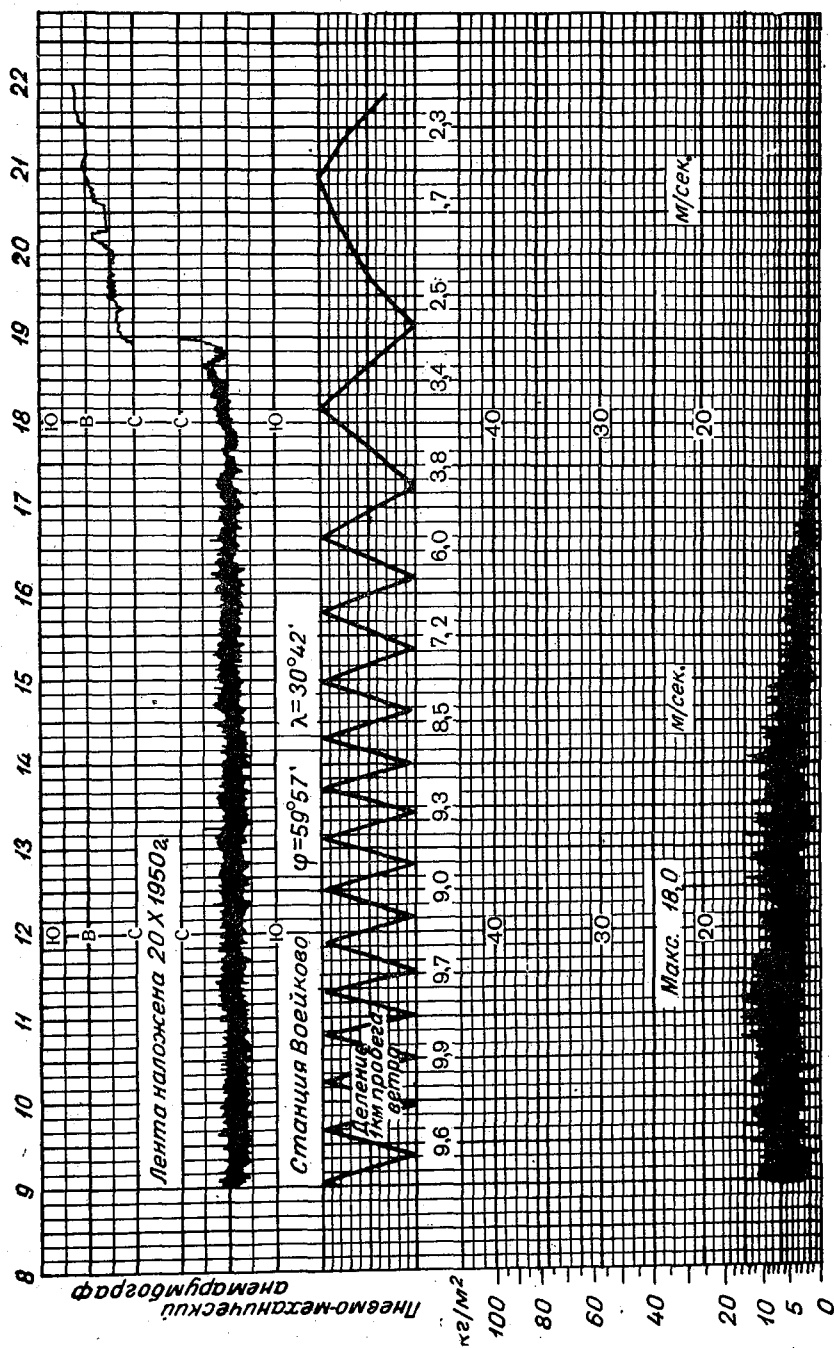


Рис. 1. Лента с записью направления, скорости и мгновенных порывов ветра.

в обеспечении преемственности климатологических рядов наблюдений. Обычным методом для этого являются длительные параллельные наблюдения.

На ст. Воейково такие параллельные наблюдения над скоростью ветра по флюгеру и пневмо-механическому анеморумбографу ведутся с 1952 г. В качестве первого опыта нами и произведено подробное сравнение показаний упомянутых приборов, результаты которого приводятся в настоящей статье.

Флюгера (с легкой и тяжелой досками) и анеморумбограф установлены на металлических мачтах высотой 12 м и на расстоянии 6 м друг от друга в условиях открытой холмистой местности. В темное время суток флюгера освещаются электрическими лампочками.

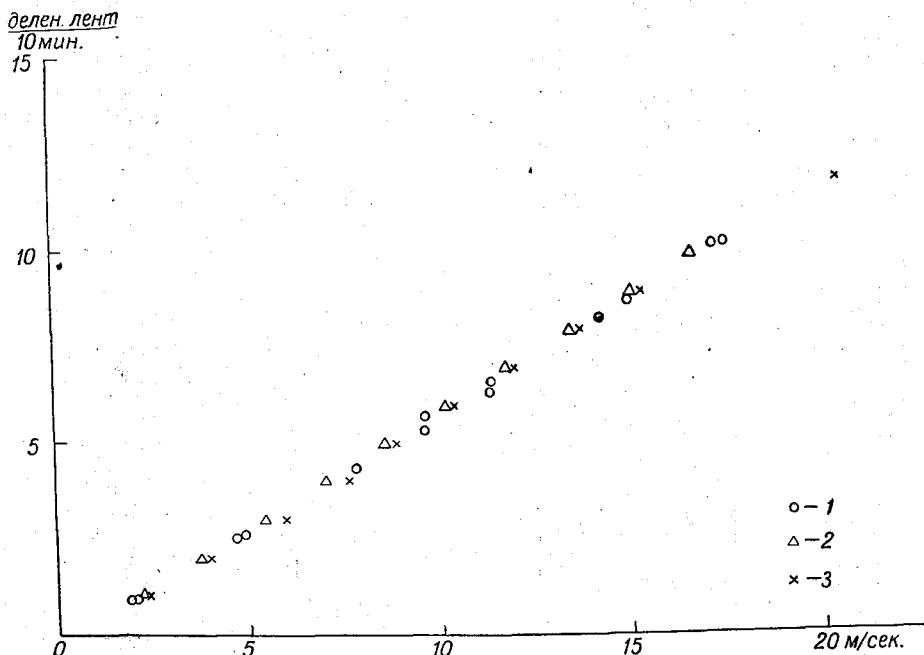


Рис. 2. График проверки анеморумбографа в ЦБП.

Год: 1—1951, 2—1954, 3—1958.

Наблюдения по флюгеру проводятся четыре раза в сутки, скорость определяется согласно Наставлению [4].

Механический анеморумбограф с кулачковым регистрирующим механизмом подробно описан в книге В. Н. Кедровского и М. С. Стернзата [3]. На ст. Воейково он еще дополнительно снабжен аэродинамической системой типа анемометра Дайнса [1], [3]. Приемные части самописца установлены на металлической полый мачте. Регистрирующая часть помещена внизу мачты в специально построенной для этого будочке. Приемная и регистрирующие части связаны между собой тягами и шлангом, которые проходят внутри мачты.

Посредством самописца производится непрерывная регистрация направления и скорости ветра, а также его порывов (рис. 1).

Механический анеморумбограф надежно работает на станции с 1952 г. по настоящее время. Графики проверок в ЦБП свидетельствуют о том, что его чувствительность в течение всего этого периода осталась почти неизменной (рис. 2). Данные самописца приняты нами за эталон.

Скорость ветра (м/сек.) на ст. Воейново в мае 1953 г. в сроки наблюдения (часы)

Число месяца	А				Ф				Разность (Δu)				$\bar{u}$ за сутки			
	1	7	13	19	1	7	13	19	1	7	13	19	А	Ф	Δ	
1	24	42	47	37	3	5	4	4	-0.6	-0.8	0.7	-0.3	3.7	45	-0.8	
2	27	42	43	21	2	4	4	2	0.7	0.2	0.3	0.1	3.3	30	0.3	
3	39	64	74	27	4	7	8	2	-0.1	-0.6	-0.6	0.7	5.1	52	-0.1	
4	31	42	39	39	3	4	4	3	0.1	0.2	-0.1	0.9	3.8	35	0.3	
5	31	19	48	29	3	2	4	3	0.1	-0.1	0.8	-0.1	3.2	30	0.2	
6	23	27	37	32	1	1	3	3	1.3	1.7	0.7	0.2	3.0	20	1.0	
7	29	43	21	45	2	4	1	5	0.9	0.3	1.1	-0.5	3.4	30	0.4	
8	34	23	34	16	4	1	3	0	-0.6	1.3	0.4	1.6	2.7	20	0.7	
9	27	16	37	32	3	0	4	2	-0.3	1.6	-0.3	1.2	2.8	22	0.6	
10	35	21	29	27	4	2	3	1	-0.5	0.1	-0.1	0.9	2.6	25	0.1	
11	32	61	56	19	3	6	4	2	0.2	0.1	1.6	0.7	4.4	38	0.6	
12	35	45	35	48	4	4	2	4	-0.5	0.5	1.5	0.8	4.1	35	0.6	
13	48	61	74	23	4	5	6	2	0.8	1.1	1.4	0.3	5.2	42	1.0	
14	70	63	100	80	8	5	10	10	-1.0	1.3	0.0	-2.0	7.8	82	-0.4	
15	47	37	32	48	5	4	4	5	-0.3	-0.3	-0.8	-0.2	4.1	45	-0.4	
16	37	74	42	16	4	7	4	0	-0.3	0.4	0.2	1.6	4.2	38	0.4	
17	59	19	42	34	6	0	4	2	-0.1	1.9	0.2	1.4	3.8	30	0.8	
18	50	98	148	145	5	10	16	14	0.0	-0.2	1.2	0.5	11.0	112	-0.2	
19	90	87	103	75	12	7	12	8	-3.0	1.7	-1.7	-6.5	8.9	98	-0.9	
20	69	78	53	31	8	8	5	3	-1.1	-0.2	0.3	0.1	5.8	60	-0.2	
21	45	64	110	32	5	6	12	3	-0.5	-0.4	-1.0	0.2	6.3	65	-0.2	
22	12	42	110	87	0	2	8	7	1.2	2.2	3.0	1.7	6.3	42	2.1	
...	...	...	...	...	...	...	...	...	...	...	...	...	...	...	...	...
30	90	95	87	51	10	10	10	5	-1.0	-0.5	-1.3	0.1	8.1	88	-0.7	
31	27	16	29	40	1	1	2	3	-1.7	0.6	0.9	1.0	2.8	18	1.0	

Примечание. А — анемометрограф, Ф — флюгер.

По лентам самописца нами определена средняя скорость за каждый час и за 4 десятиминутки, в середине которых проводились и срочные наблюдения по флюгеру.

В результате обработки лент анеморумбографа и данных наблюдений по флюгеру составлены таблицы срочных значений.

В качестве примера в табл. 1 приведены данные за один месяц.

В табл. 2 приведены средние годовые скорости ветра, полученные из срочных наблюдений по флюгеру Φ и ежечасных показаний анеморумбографа A_{24} .

Таблица 2

Скорость ветра на ст. Воейково

Годы	Среднегодовая скорость (м/сек.)		Разность (Δu)	Период осреднения
	A_{24}	Φ		
1952	4,5	4,1	0,4	V—XII
1953	4,8	4,3	0,5	I—XII
1954	4,9	4,5	0,4	I—VI, X—XII
1955	4,5	4,1	0,4	I—XII
1956	4,5	4,1	0,4	I—XII
1957	4,8	4,4	0,4	I—XII
1958	4,2	4,1	0,1	I—VI, VIII—XII
1959	4,3	4,0	0,3	I—XI

При значениях средней годовой скорости ветра от 4,2 до 4,9 м/сек. разница в показаниях флюгера и самописца в большинстве случаев составляет 0,4 м/сек. (табл. 2).

Расхождения же между средними месячными значениями достигают 1,0 м/сек. (табл. 3). В зимние месяцы разность иногда имеет отрицательный знак.

Для среднесуточных скоростей ветра и срочных наблюдений расхождения достигают еще больших значений: 1,5—2,0, а иногда 3,5 м/сек., причем отрицательные поправки нередко встречаются и в летние месяцы (табл. 1).

Значения единичных отклонений между показаниями флюгера и средними значениями скорости ветра за соответствующие десятиминутки, полученные по самописцу, распределены по градациям скорости ветра (рис. 3).

На рис. 4 градации несколько изменены. По ходу кривых на рис. 3 и 4 для градации скоростей ветра от 0,1 до 2,0 м/сек. можно судить о том, что отклонения показаний

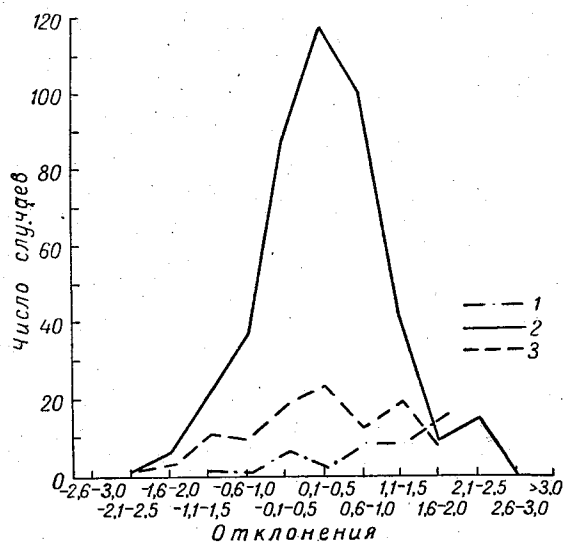


Рис. 3. Отклонения показаний флюгера от средних значений скорости ветра по анеморумбографу за 1958 г.

Скорость ветра (м/сек.): 1) 0,1—2,0, 2) 2,1—5,0, 3) 5,1—10,0.

По ходу кривых на рис. 3 и 4 для градации скоростей ветра от 0,1 до 2,0 м/сек. можно судить о том, что отклонения показаний

Средняя скорость ветра (м/сек.) по показаниям анеморумбографа A_{24} и флюгера Φ

Месяц	1952 г.			1953 г.			1954 г.			1955 г.			1956 г.			1957 г.			1958 г.			1959 г.		
	A_{24}	Φ	Δu	A_{24}	Φ	Δu	A_{24}	Φ	Δu	A_{24}	Φ	Δu	A_{24}	Φ	Δu	A_{24}	Φ	Δu	A_{24}	Φ	Δu	A_{24}	Φ	Δu
I				4,9	4,4	0,5	5,6	5,4	0,2	5,5	5,2	0,3	4,4	4,1	0,3	5,4	4,8	0,6	4,4	4,7	-0,3	4,8	4,8	0,0
II				4,7	4,8	-0,1	4,0	3,5	0,5	3,8	3,4	0,4	5,1	4,6	0,5	5,3	5,0	0,3	3,8	3,7	0,1	5,1	5,3	-0,2
III				6,9	6,7	0,2	5,5	5,0	0,5	5,0	4,8	0,2	3,8	3,2	0,6	4,4	3,9	0,5	3,9	3,8	0,1	4,7	4,4	0,3
IV				4,7	4,1	0,6	4,2	3,6	0,6	5,1	5,0	0,1	4,2	3,8	0,4	4,1	3,5	0,6	4,1	3,8	0,3	4,2	3,8	0,4
V	5,2	4,8	0,4	4,8	4,2	0,6	4,1	3,8	0,3	5,0	4,6	0,4	4,3	4,0	0,3	4,7	4,4	0,3	4,9	4,5	0,4	3,8	3,7	0,1
VI	4,3	3,9	0,4	3,9	3,6	0,3	4,4	3,8	0,6	4,2	3,6	0,6	4,4	4,2	0,2	4,8	4,4	0,4	3,8	3,6	0,2	4,1	3,8	0,3
VII	4,6	4,2	0,4	4,2	3,5	0,7	Пропуск из-за профилактики ремонта и поверки			3,9	3,4	0,5	3,8	3,4	0,4	3,7	3,2	0,5	Пропуск из-за ремонта и поверки			3,7	3,2	0,5
VIII	4,4	3,8	0,6	4,3	3,7	0,6				3,2	2,3	0,9	4,3	3,6	0,7	3,7	3,0	0,7	3,7	3,4	0,3	4,1	3,4	0,7
IX	4,8	4,3	0,5	4,2	3,3	0,9				4,5	4,0	0,5	4,8	4,4	0,4	4,3	3,6	0,7	4,2	3,8	0,4	4,2	3,6	0,6
X	4,3	3,5	0,8	4,5	3,8	0,7	5,1	4,7	0,4	5,5	5,0	0,5	5,1	4,8	0,3	5,6	5,5	0,1	4,4	4,3	0,1	4,7	4,4	0,3
XI	4,0	3,6	0,4	5,8	5,8	0,0	5,1	5,1	0,0	5,0	4,3	0,7	4,7	4,1	0,6	4,7	4,4	0,3	5,4	5,6	-0,2	4,2	4,0	0,2
XII	4,7	4,4	0,3	4,2	3,8	0,4	5,7	6,0	-0,3	3,6	3,8	-0,2	4,8	4,5	0,3	6,6	6,6	0,0	3,6	3,8	-0,2	-	-	-
Средняя за 6 месяцев (IV—IX)	4,7	4,2	0,5	4,4	3,7	0,7	4,2	3,7	0,5	4,3	3,8	0,5	4,3	3,9	0,4	4,2	3,7	0,5	4,2	3,9	0,3	4,0	3,6	0,4

флюгера от самописца не имеют определенной закономерности. Это естественно, так как чаще всего, когда по флюгеру определялся штиль, самописец показывал среднюю скорость за 10 мин. порядка 1,5—2,0 м/сек. Если учесть, что начальная чувствительность приборов неодинаковая, отличны периоды наблюдения, то становится понятным ненадежность сравнений в этой области скоростей. Это же подтверждается и данными табл. 4, где приведено количество случаев штиля, отмеченных по флюгеру Ф и самописцу А.

При скоростях ветра от 2,1 до 5,0 (рис. 3) и даже до 8,0 м/сек. (рис. 4) кривая распределения отклонений близка к нормальной кривой, при этом вершина кривой несколько смещена в область положительных значений разности.

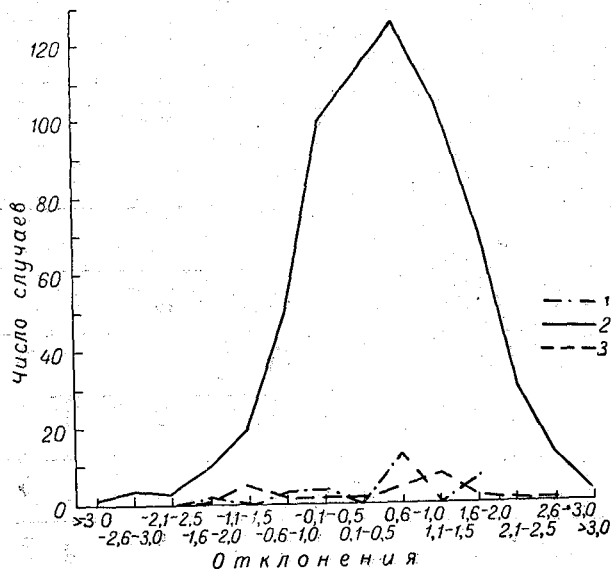


Рис. 4. Отклонения показаний флюгера от средних значений скорости ветра по анеморумбографу за 1956 г.
Скорость ветра (м/сек.): 1) 0,1—2,0, 2) 2,1—8,0, 3) 8,1—10,0.

Вычисленные нами значения обеспеченности отклонений показывают, что 85—89% отклонений укладываются в пределы $\pm 1,0$ м/сек. Это означает, что измерение скорости ветра по флюгеру в интервале от 2,1 до 8,0 м/сек. производится почти в пределах допустимой погрешности $\pm (0,5 \text{ м/сек.} + 0,05 \bar{u})$, где $\bar{u}$ — средняя скорость (табл. 5).

При скоростях ветра свыше 8,0 м/сек. кривая распределения отклонений снова резко отличается от нормальной и абсолютная величина отклонений достигает самых больших значений (3,0—4,0 м/сек.). Знак отклонений от среднего также имеет случайный характер.

В известной мере это можно объяснить тем, что порывистость ветра при скоростях свыше 8,0 м/сек. возрастает, затрудняя отсчет. Кроме того, при таких скоростях ветра измерения производятся по флюгеру с тяжелой доской, точность которого в два раза меньше. При этом, как видно из табл. 6, скорости 9, 11, 13, 15, 17 и 19 м/сек. уже наблюдателем не могут отмечаться.

В то время как по самописцу скорость ветра могла быть определена в 9,0 м/сек., наблюдатель по флюгеру мог бы отметить только 8,0, 10,0 или 12,0 м/сек. Если при этом учесть случайность значения

Таблица 4

Число случаев со штилем по показаниям самописца А и флюгера Ф

Год	Апрель		Май		Июнь		Июль		Август		Сентябрь		Сумма		Δu
	А	Ф	А	Ф	А	Ф	А	Ф	А	Ф	А	Ф	А	Ф	
1952	3	4	3	4	8	10	6	5	3	9	1	3	18	27	-9
1953	—	—	5	8	3	3	8	13	2	9	3	11	22	44	-22
1954	—	—	3	5	3	4	—	—	—	—	—	—	8	12	-4
1955	—	—	3	5	1	5	2	11	5	—	3	8	14	44	-30
1956	8	11	2	5	2	3	6	7	4	15	1	8	24	36	-12
1957	2	12	2	5	2	8	4	10	2	10	4	9	17	56	-39
1958	3	9	2	7	2	8	1	3	—	—	—	—	6	27	-21
1959	4	5	—	9	—	—	—	—	—	—	—	—	4	14	-10
Итого	20	41	17	45	21	41	27	49	16	50	12	34	113	260	
Δu	—21		—28		—20		—22		—34		—23		—147		

Таблица 5

Измерение скорости ветра по флюгеру

	Отклонение															
	0,0	$\pm 0,1$	$\pm 0,2$	$\pm 0,3$	$\pm 0,4$	$\pm 0,5$	$\pm 0,6$	$\pm 0,7$	$\pm 0,8$	$\pm 0,9$	$\pm 1,0$	$\pm 1,1$	$\pm 1,2$	$\pm 1,3$	$\pm 1,4$	$\pm 1,5$ > $\pm 1,5$
1957 г.																
Число случаев	5	15	22	14	20	14	18	14	12	11	0	4	7	2	1	3
Обеспеченность %	5	20	42	56	76	90	108	122	134	145	145	149	156	158	159	162
	3	12	25	33	44	53	63	71	78	85	85	87	91	92	93	95
1958 г.																
Число случаев	14	21	21	19	14	18	8	12	6	9	8	7	4	3	1	0
Обеспеченность %	14	35	56	75	89	107	115	137	143	152	160	167	171	174	175	179
	8	20	31	42	59	60	64	77	80	85	89	93	96	97	98	100

скорости ветра за двухминутный интервал, то можно ожидать и еще большей погрешности.

Таблица 6

Штифты	Скорость (м сек.)		Примечание
	легкая доска	тяжелая доска	
Около 0	0	0	
0—1	1	2	
1	2	4	
1—2	3	6	
2	4	8	
2—3	5	10	9
3	6	12	11
3—4	7	14	13
4	8	16	15
4—5	9	18	17
5	10	20	19

Рассмотренные нами закономерности распределения отклонений показаний единичного отсчета по флюгеру за отдельные годы подтверждаются и многолетними данными, приведенными на рис. 5 и 6.

Некоторые зимние месяцы составляют исключение: средняя скорость по флюгеру выше средней скорости, полученной по самописцу (табл. 3). Это

наблюдается в те месяцы, в которые имели место такие явления, как гололед и изморозь или выпадал мокрый снег. Приемники

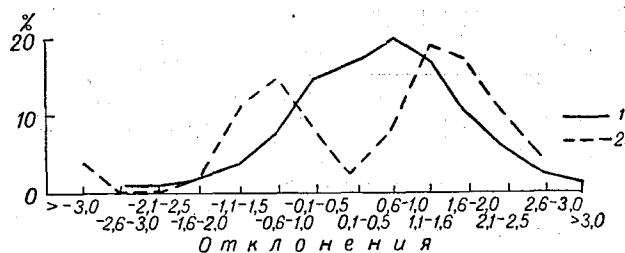


Рис. 5. Отклонения показаний флюгера от средних значений скорости ветра по анеморумбографу за 1953 и 1956 гг.

Скорость ветра (м/сек.): 1) 2,1—8,0, 2) 8,1—10,0.

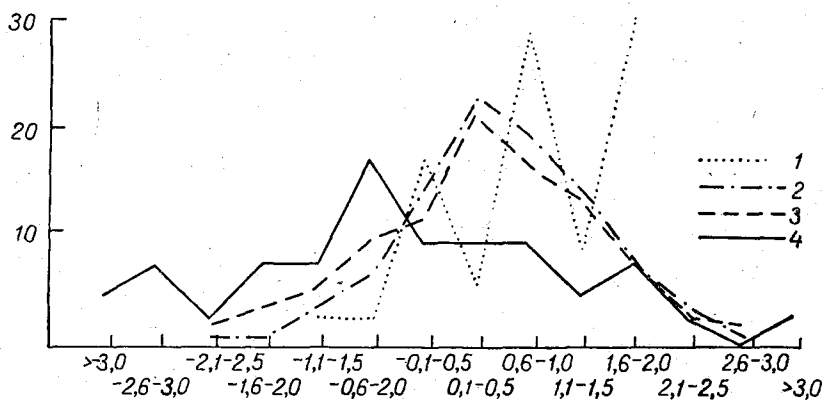


Рис. 6. Отклонения показаний флюгера от средних значений скорости ветра по анеморумбографу за 1952, 1954, 1955, 1957—1959 гг.

Скорость ветра (м/сек.): 1) 0,1—2,0 2) 2,1—5,0, 3) 5,1—10,0, 4) 10,1—15,0.

ветра, покрываясь ледяной коркой или изморозью, становятся более тяжелыми. Обычно наблюдатель потряхиванием металлических мачт

за оттяжки добивается почти полного удаления отложения с доски флюгера. Массивную мачту анеморумбографа нельзя встряхивать, и потому отложения надолго остаются на приемнике ветра, особенно в углублениях полушарий, что значительно занижает показания скорости ветра. Для примера можно привести случай, когда в 1958 г. однажды была удалена изморозь с чашей анеморумбографа, после чего показания скорости ветра увеличились на 4,0 м/сек.

Обмерзание датчика самописца является большим недостатком. Практически его нельзя учесть, поэтому в зимние месяцы определенная по самописцам скорость ветра будет не всегда надежна.

Искажающее воздействие отложений гололеда, изморози и мокрого снега на показания самописцев столь заметно, что сказывается даже в среднегодовых выводах. В табл. 7 приведены значения скорости ветра, средние за год и отдельно за теплые (IV — IX) и холодные (X — III) месяцы. Данные осреднены за 8 лет. Средние годовые значения расхождений, вычисленные только за теплые месяцы, на 0,1—0,2 м/сек. больше средних за весь год; расхождение за 8 лет составляет также 0,2 м/сек. Таким образом, не считаться с этим обстоятельством нельзя.

Таблица 7

Скорость ветра за теплый и холодный периоды

Годы	Средняя скорость (м/сек.)									Примечание
	годовая			за теплый период			за холодный период			
	A	Ф	Δu	A	Ф	Δu	A	Ф	Δu	
1952	4,5	4,1	0,4	4,7	4,2	0,5	4,3	3,8	0,5	V—XII
1953	4,8	4,3	0,5	4,4	3,7	0,7	5,2	4,9	0,3	
1954	4,9	4,5	0,4	4,2	3,7	0,5	5,2	5,0	0,2	I—VI, X—XII
1955	4,5	4,1	0,4	4,3	3,8	0,5	4,7	4,4	0,3	
1956	4,5	4,1	0,4	4,3	3,9	0,4	4,7	4,2	0,5	I—VI, VIII—XII I—VIII
1957	4,8	4,4	0,4	4,2	3,7	0,5	5,3	5,0	0,3	
1958	4,2	4,1	0,1	4,1	3,8	0,3	4,3	4,3	0,0	
1959	4,3	4,1	0,2	4,0	3,6	0,4	4,9	4,8	0,1	
За 8 лет	5,3	4,9	0,4	5,0	4,4	0,6	2,6	2,5	0,1	

Если учесть, что чашечные анемометры дают несколько завышенные значения скорости ветра, особенно при порывистом ветре, когда ошибка может достигать 11% измеряемой величины [3], а наблюдатели склонны несколько занижать скорость ветра при наблюдении по флюгеру [2], то полученные нами расхождения в показаниях средней скорости флюгером и анеморумбографом оказались меньшими, чем можно было бы ожидать.

Полученные в настоящей работе результаты нельзя, конечно, считать достаточными для обоснования окончательных практических выводов о переходных коэффициентах в климатологических рядах или о необходимости тех или иных изменений в конструкции приборов. Для получения таких выводов необходимо привлечение данных значительно большего числа пунктов наблюдений.

ЛИТЕРАТУРА

1. Гольцман М. И. Основы методики аэрофизических измерений. ГИТТЛ М.—Л., 1950.
2. Гольцман М. И. и Орлов Б. С. Об изучении сильных ветров. Метеорологич. вестник, № 3—4, 1935.

3. Кедроливанский В. Н. и Стернзат М. С. Метеорологические приборы. Гидрометиздат, Л., 1955.
4. Наставление гидрометеорологическим станциям и постам, вып. 3, ч. 1. Гидрометеоздат, Л., 1958.
5. Подтягин М. Е. Измерение ветра. Журнал геофизики, т. VI, № 1 (19), 1936.
6. Протопопов Н. Г., Стернзат М. С., Шадрина Е. Н. Электромеханический самописец ветра М-12, Труды ГГО, вып. 52 (114), 1955.
7. Суражский Д. Я. Анеморумбометр с винтовым приемником. Труды НИИ ГМП, вып. 8, М., 1959.
8. Фанштейн М. Г. О дистанционных метеорологических станциях. Сб. работ по геофиз. и метеорол. методам измерений и приборам, вып. 2. ЛОНТО Приборпром, 1955.

ИЗМЕРЕНИЕ ТЕМПЕРАТУРЫ ПОВЕРХНОСТИ ПОЧВЫ РАДИАЦИОННО-НУЛЕВЫМ МЕТОДОМ

В статье излагается метод и дается схема прибора для измерения температуры поверхности почвы по ее излучению.

Предлагаемый метод содержит в себе возможности измерения температуры поверхности почвы с точностью до $0,1^\circ$.

Существующие методы измерения температуры поверхности почвы далеко не совершенны и не удовлетворяют практику. Все контактные методы (с использованием ртутных термометров, термпар, термосопротивлений) дают большую погрешность измерений, достигающую до нескольких градусов. Необходимая же точность измерений температуры поверхности лежит в пределах от $0,1$ до 1° . Наиболее правильный путь разрешения этой проблемы заключается в применении бесконтактного метода, основанного на измерении температуры поверхности почвы по ее излучению. К сожалению, и в этом случае возникает ряд принципиальных затруднений. Известно, что полное излучение земной поверхности E близко к излучению абсолютно черного тела и подчиняется закону Стефана — Больцмана

$$E = \varepsilon \delta T^4.$$

Спектр излучения земли при температурах $\pm 40^\circ$ находится в пределах $5 \div 30$ мк. Значение коэффициента $\varepsilon = \frac{E}{E_0}$ (где E_0 — излучение черного тела), характеризующего неполноту черного излучения для различных видов земной поверхности, лежит в пределах $0,84 \div 1$.

Истинная температура поверхности почвы равна $T = T_p \sqrt[4]{\frac{1}{\varepsilon}}$, где T_p — радиационная температура поверхности, измеренная прибором.

Дифференцируя это выражение, найдем погрешность измерения температуры

$$\Delta T \approx -\frac{1}{4} T_p \frac{\Delta \varepsilon}{\varepsilon}.$$

Для $\Delta \varepsilon = 0,1$ $T = 300^\circ$, $\Delta T \approx 7^\circ$.

Таким образом, неточное определение величины коэффициента излучения поверхности ε приводит к большим ошибкам измерения. Кроме того, ошибки будут возникать вследствие частичного поглощения излучения в слое воздуха между почвой и прибором, отражения поверхностью почвы излучения прибора, а также из-за попадания рассеянной и отраженной длинноволновой радиации в приемник.

Существенное влияние на измерение может оказать наличие ветра

и конвективных токов между поверхностью почвы и приемником радиации. Ко всему этому необходимо иметь достаточно чувствительный приемник радиации, так как излучение почвы хотя и меняется в широких пределах ($E = 0,1 \div 1,2$ кал/см²мин.), но по величине оно очень мало. Указанные ошибки частично возникают с разными знаками и могут взаимно компенсироваться. Так, например, в работе [2] указывается, что поправка на дополнительную радиацию

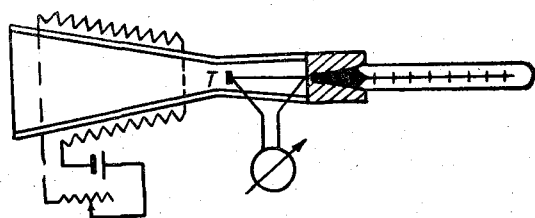


Рис. 1. Радиометр с электрическим обогревом.

(рассеянную и отраженную) в радиационном термометре оказывается практически равной по величине и противоположной по знаку поправке, связанной с учетом относительной излучательной способности подстилающей поверхности. В результате, по данным этой работы, ошибка радиационного метода измерения температуры поверхности почвы оказывается не более 2°. Остальные погрешности в обычных радиометрах исключить не удается.

Выход из положения дает применение радиационно-нулевого метода измерения температуры поверхности, при котором путем искусственного регулирования температуры прибора устанавливается радиационный баланс между приемником радиации (черной пластинкой) и исследуемой поверхностью. В этом случае отсутствует лучистый теплообмен между поверхностью и прибором и указанные источники ошибок могут быть исключены. Основные варианты радиационных термометров, которые могут быть построены на таком принципе, показаны на рис. 1, 2, 3. В приборе (рис. 1)

приемная поверхность T находится в вершине металлического конуса, температура которого может регулироваться реостатом с помощью электрической спирали, подключенной к источнику питания [3].

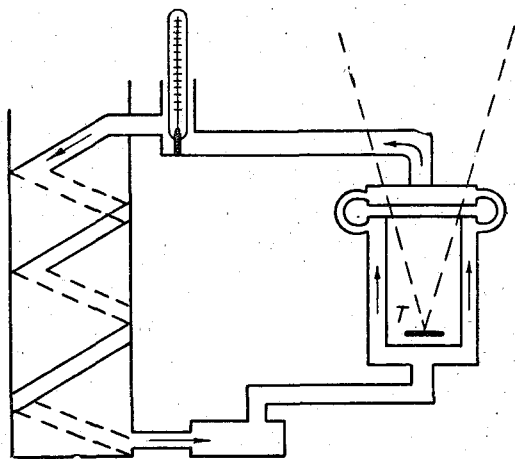


Рис. 2. Радиометр с жидкостным регулятором температуры.

приемная поверхность T находится в вершине металлического конуса, температура которого может регулироваться реостатом с помощью электрической спирали, подключенной к источнику питания [3].

Отсутствие лучистого теплообмена между прибором и исследуемой поверхностью определяется в момент равенства температуры поверхности T_n и температуры корпуса прибора T по нуль-гальванометру, включенному в цепь термопары, один спай которой укреплен на приемнике радиации, другой — в корпусе прибора. Температура поверхности находится по температуре корпуса и измеряется с помощью вмонтированного в него ртутного термометра. Этот радиометр не пригоден для измерений в тех случаях, когда температура воздуха оказывается выше температуры почвы и требуется охлаждать корпус прибора. Точность регулирования температуры при-

емника в этой системе невелика. Более точные измерения можно получить с прибором, изображенным на рис. 2. Здесь приемник радиации — термостолбик T — помещен внутри сосуда с тонкими двойными стенками, по которым циркулирует жидкость (спирт, вода), проходящая через змеевик. Змеевик находится в камере охлаждения (или обогрева). Циркуляция жидкости осуществляется с помощью насоса. Температура поверхности определяется по температуре жидкости, измеряемой с помощью термометра в момент теплового равновесия. Последнее фиксируется по нулевому показанию гальванометра, включенного в цепь термостолбика [6].

Очевидным недостатком этой установки, как и первой, является громоздкость и инерционность системы регулирования температуры, не позволяющей осуществлять быструю подгонку температуры прибора к температуре поверхности. С этой точки зрения гораздо большие возможности заложены в конструкции радиационного термометра (рис. 3), в которой для плавной регулировки температуры прибора используется метод термоэлектрического охлаждения — нагревания с помощью полупроводников. В настоящее время этот метод с успехом используется в измерительной технике для различных целей [5]. Конструкция радиометра с полупроводниковым регулятором температуры показана на рис. 3 [4]. В качестве чувствительного элемента в нем используется батарея термоэлементов из сплава Гутчинса.

Чувствительный элемент T установлен в вершине защитного корпуса вблизи рабочей поверхности полупроводниковой термобатареи $ПТ$ и подключен к чувствительному нуль-гальванометру. С помощью полупроводниковой термобатареи температура чувствительного элемента доводится до температуры, близкой к температуре исследуемой поверхности, и измеряется с помощью микро-термосопротивления.

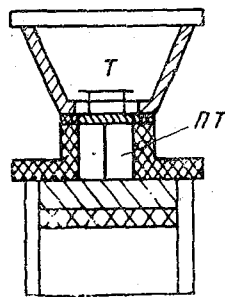


Рис. 3. Радиометр с полупроводниковым регулятором температуры.

Рассмотренные способы измерений, строго говоря, применимы лишь при условии изолированности системы прибор — почва. Так как в естественных условиях этого не бывает, то компенсация получается все же неполной. Основным источником ошибок в них остается влияние слоя воздуха между приборами и почвой и влияние корпуса прибора (а также посторонних предметов), термостатировать который без применения громоздких устройств очень трудно. Существенные искажения также вносятся попаданием на приемник его собственного излучения, отраженного от исследуемой поверхности. Выделить основной поток радиации, приходящий от поверхности, на фоне этих составляющих в рассмотренных системах не удастся. Учесть эти ошибки можно лишь на основе анализа полного радиационного теплообмена системы прибор-приемник радиации — окружающая среда — поверхность почвы, что практически для всех условий измерения вряд ли возможно.

В настоящей работе предлагаются метод и устройство, позволяющие в значительной мере ослабить или устранить указанные ошибки измерений. Устройство (рис. 4) состоит из малоинерционного приемника радиации 1, установленного в вершине металлического конуса 2, термостатирующего устройства 3, 4, 5 и модулятора потока радиации 6.

В качестве приемника радиации использован полупроводниковый

болометр с зачерненной поверхностью. Размеры болометра 3×3 мм, его электрическое сопротивление при температуре 20° равно $20 \cdot \text{ком}$, постоянная времени $0,05$ сек. Болометр установлен у поверхности полупроводникового элемента, регулятора температуры, на тонких изоляционных ножках — выводах, с помощью которых он соединен со входом усилителя 5. Тело болометра находится в состоянии лучистого теплообмена с поверхностью термоэлемента, с корпусом прибора и с исследуемой поверхностью, и его температура будет зависеть от теплового состояния всех этих объектов (потоками тепла через тонкие выводы болометра можно пренебречь, так как они незначительны). Результирующий сигнал на входе усилителя определяется

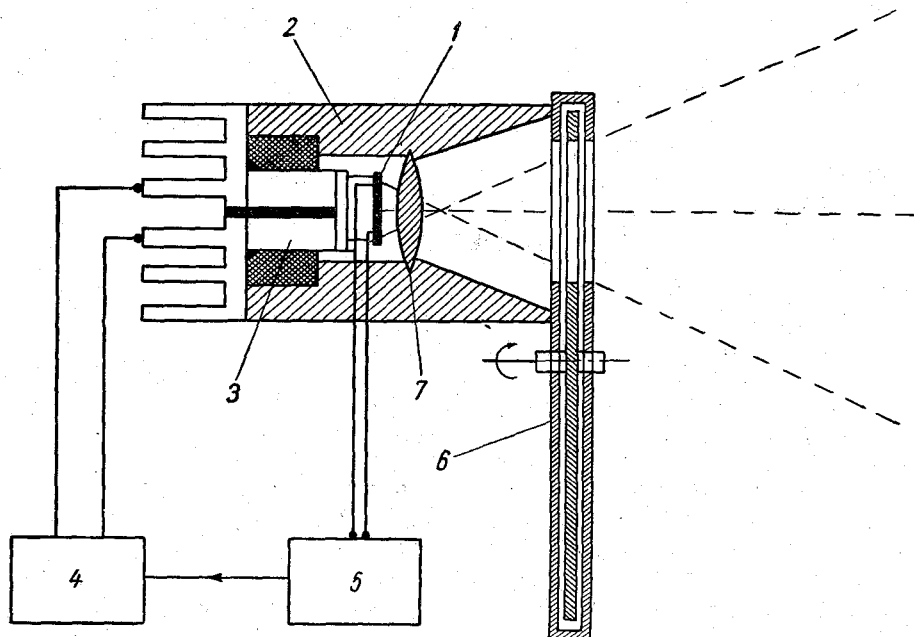


Рис. 4. Схема радиационно-нулевого термометра с модуляцией и динамическим уравниванием.

этими же компонентами. С целью выделения сигнала, обусловленного потоком радиации от исследуемой поверхности (или потоком радиации от приемника, направленного к поверхности), последний модулируется с помощью вращающегося диска с отверстиями, прерывающего поток с частотой $50-100$ гц. Благодаря наличию переходного конденсатора на вход усилителя поступает только эта составляющая сигнала. В дальнейшем она используется для управления полупроводниковым регулятором температуры, с помощью которого температура болометра автоматически подгоняется к температуре исследуемой поверхности. При этом болометр будет находиться в режиме динамического равновесия.

Радиационный баланс отмечается при отсутствии переменной составляющей на входе усилителя. Таким образом, с помощью модулятора достигается выделение основного потока на фоне постоянной составляющей, обусловленной главным образом влиянием корпуса прибора и наблюдателя. Для защиты от ветра можно использовать фильтр КРС. В результате температура болометра, отсчитываемая в момент теплового равновесия, будет пропорциональна только температуре поверхности почвы. Если поток радиа-

ции будет направлен от прибора к почве (в случае ночных измерений), то на выходе усилителя появится составляющая противоположного знака и болометр охладится до температуры, соответствующей равновесию.

Чтобы исключить возможное влияние теплового излучения модулятора, диск помещают в кожух, стенки которого являются продолжением ребер радиатора полупроводникового регулятора. Кожух может термостатироваться также с помощью второго термоэлемента. В обоих случаях температура диска будет постоянна, и его излучение не войдет в результат измерений. Для измерений головка прибора подносится к поверхности на расстояние до 1—2 см, а измерения должны проводиться в течение нескольких секунд. При этих условиях в момент теплового равновесия черное излучение болометра $1\delta T^4$ будет равно поглощенному им излучению, направленному от поверхности. Последнее складывается из собственного излучения поверхности $\epsilon\delta T_2^4$ и черного излучения прибора, отраженного от поверхности $(1 - \epsilon)\delta T^4$.

Приближенное уравнение баланса при $T_1 \simeq T_2$ имеет вид:

$$\delta T_1^4 - \epsilon\delta T_2^4 - (1 - \epsilon)\delta T_2^4 = 0,$$

т. е.

$$\delta T_1^4 = \delta T_2^4 \text{ и } T_1 = T_2.$$

Отсюда видно, что определять величину ϵ нет необходимости.

Рассмотренная схема измерения температуры поверхности радиационно-нулевым методом нуждается в экспериментальной проверке и уточнении конструкции прибора. Основные преимущества метода сводятся к следующему.

1. При измерении температуры поверхности не требуется определения коэффициента поглощения ϵ .

2. Устраняются ошибки, возникающие из-за влияния наблюдателя и измерительной аппаратуры, а также ошибки вследствие частичного поглощения в слое воздуха между поверхностью и прибором.

3. Процесс измерения может быть легко автоматизирован.

ЛИТЕРАТУРА

1. Фатеев Н. П. К развитию электрических и радиационных методов измерения температуры поверхности почвы. Труды ГГО, вып. 52, 1958.
2. Кондратьев К. Я. и Логинова З. О прямых методах измерения температуры подстилающей поверхности. Вестник ЛГУ, № 22, 1956.
3. Александров Б. и Куртнер А. Радиационный метод определения температуры поверхности твердых, жидких и дисперсных сред. Журнал технич. физики, т. V, вып. 5, 1936.
4. Чудновский А. Ф. Полупроводниковые приборы в практике сельского хозяйства. Полупроводники в современной физике. Изд-во АН СССР, т. II, 1959.
5. Коломоец Н. В., Стернзат М. С., Сильбанс Л. С. и Фатеев Н. П. Измерение влажности воздуха с помощью полупроводниковых терморпар. Журн. технич. физики, т. XXVI, вып. 3, 1956.
6. Falckenberg G. Messungen von Oberflächentemperaturen durch Eigenstrahlungen. Archiv für Technisches Messen, v. 2163—3, Febr. 1956.

РОТАЦИОННЫЙ ИЗМЕРИТЕЛЬ ВЕКТОРА СКОРОСТИ СПЛОШНЫХ СРЕД

В статье рассматривается принцип действия прибора, предназначенного для измерения малых скоростей потоков жидкости и газов. Дается схема прибора и выводится уравнение для определения минимальной скорости потока, которая может быть им измерена.

Существующие приборы не в состоянии определять малые значения скорости потоков жидкостей и газов, что находится в противоречии с требованиями геофизической практики. Например, для характеристики вертикальных воздушных течений, являющихся одним из важнейших погодообразующих факторов, требуется измерять с достаточной степенью точности скорости порядка 10 см/сек.

Для характеристики процессов теплообмена и отложения взвешенных наносов в водотоках и водоемах, а также для решения иных задач гидрологии суши необходимо измерять скорости потоков воды порядка 1—5 см/сек. Аналогичное требование предъявляется океанологией.

Основные положения

Принцип действия предлагаемого прибора для измерения малых по абсолютной величине векторов скорости потоков жидкостей и газов состоит в использовании эффекта Магнуса, возникающего при обтекании потоком двух цилиндров, принудительно вращаемых вокруг их общей геометрической оси в противоположные стороны.

Известно [1], что сила Магнуса стремится сместить вращающийся цилиндр в ту сторону, где окружная скорость его вращения совпадает по направлению со скоростью набегающего потока. Эта сила зависит от соотношения скоростей вращения и потока, а также от геометрических размеров цилиндра. При создании прибора, предназначенного специально для измерения малых скоростей потока, требуется рационально выбрать его размеры и скорость принудительного вращения.

Ниже приводится элементарная теория работы прибора, которая, не исключая полностью эмпирических приемов (тарировки), все же существенно облегчает выбор рациональных значений параметров прибора в зависимости от характера задачи, для решения которой предназначается та или иная модификация измерителя.

Схема прибора и его действие

Прибор состоит из двух полых цилиндров 1 и 2 (рис. 1), вращаемых электромоторами А и В в противоположные стороны. Вся система может вращаться вокруг полой оси С, внутри которой смон-

тирована электропроводка. Измерение вектора скорости потока производится путем регистрации угловой скорости вращения прибора вокруг оси C . Это вращение происходит вследствие того, что силы Магнуса, приложенные к каждому из цилиндров, создают крутящий

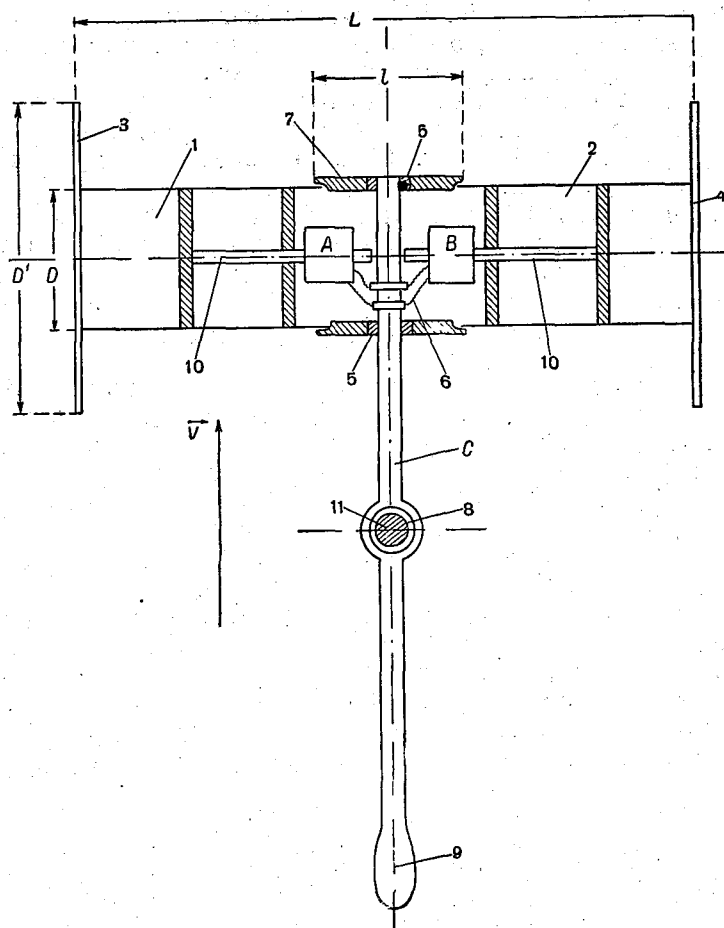


Рис. 1. Принципиальная схема прибора.

A, B — электромоторы, C — полая ось с электропроводкой внутри; 1 и 2 — полые вращающиеся цилиндры, 3 и 4 — концевые диски, 5 — шарикоподшипники легкой серии; 6 — контактная система, передающая питание к моторам, 7 — невращающаяся обойма, 8 — подшипник шарнира, 9 — противовес обтекаемой формы, 10 — стальные оси, соединенные с роторами моторов, 11 — штанга; L — длина вращающегося цилиндра, l — длина невращающейся обоймы, D — диаметр цилиндра, D' — диаметр концевой диска, $\vec{v}$ — вектор скорости потока.

момент. В приборе использованы предложенные Л. Прандтлем [2] концевые диски 3 и 4 , сохраняющие двухмерность потока (при перпендикулярности геометрической оси цилиндров вектору скорости потока); благодаря этому эффект Магнуса является максимальным. Ниже мы во всех теоретических построениях, кроме особо оговоренных случаев, будем считать выполняющимся условие перпендикулярности геометрической оси цилиндров вектору скорости потока. Полагая в дальнейшем, что вращение цилиндра происходит вокруг оси симметрии, мы можем, следовательно, считать, как правило,

$$\vec{v} \times \vec{\omega} = 0. \quad (1)$$

Здесь $\vec{\omega}$ — вектор угловой скорости вращения цилиндра.

Конфигурация прибора такова, что это условие может выполняться автоматически.

В целях уменьшения момента сил трения вся вращающаяся вокруг оси C часть прибора посажена на радиальные однорядные подшипники 5 особо легкой серии. Цилиндры изготавливаются из тонкого дюралюминия толщиной 0,05—0,1 см и вращаются моторами, смонтированными во внутренней полости цилиндров.

По-видимому, более рациональна конструкция, в которой сами цилиндры являются внешними роторами моторов, а обмотки статоров расположены внутри них. Однако такая конструкция требует специальной разработки.

Угловая скорость Ω вращения прибора вокруг оси C измеряется с помощью обычной контактной системы, применяемой в гидрометеорологических приборах.

Элементарная теория прибора

Для большинства современных, в том числе давно используемых измерителей скорости потока теория движения не разработана, и их параметры подобраны эмпирическим путем, зачастую в результате использования опыта весьма длительной эксплуатации соответствующих конструкций.

Для создания теории рассматриваемого устройства можно воспользоваться имеющимися сведениями из гидродинамики, полученными при исследовании эффекта Магнуса.

Следует лишь заметить предварительно, что экспериментальные данные, полученные таким крупным авторитетом, как Л. Прандтль, при исследовании эффекта Магнуса для модели артиллерийского снаряда противоречат, по всей вероятности, одному из основных положений гидромеханики вязких жидкостей — условию прилипания. Действительно, сила Магнуса такова, как будто бы циркуляция

$$\Gamma \neq \pi Du, \quad (2)$$

где D — диаметр цилиндра, а u — окружная скорость его вращения. Особое удивление вызывает имеющееся в работе [1] замечание о наличии максимума у F при изменении $x = \frac{u}{v}$.

Этот вопрос, безусловно, заслуживает самого серьезного внимания. Некоторую помощь здесь может оказать изучение деривации,

Так как данные Прандтля являются единственным экспериментальным материалом, непосредственно доступным для применения, то мы, несмотря на все сказанное выше, используем их для дальнейших выкладок.

Найдем зависимость момента сил Магнуса от конструктивных параметров прибора и определим условия, обеспечивающие раздельное определение горизонтального и вертикального компонентов вектора скорости потока.

Для вращающегося цилиндра, согласно Прандтлю [2],

$$F = \frac{1}{2} c_a \rho v^2 L' D. \quad (3)$$

Здесь ρ — плотность жидкости, L' — длина вращающегося цилиндра, а c_a является функцией x .

Для получения F в весовых единицах правую часть уравнения (3)

нужно разделить на ускорение силы тяжести g . В работе [3] вопрос изложен с ошибками. Там, например, указано, что в правой части формулы

$$F = \rho L' v \Gamma \quad (4)$$

все величины надлежит выражать в системе CGS, а левая получается в $\text{см}^2/\text{сек.}$; в действительности же все величины в формуле (4) следует выражать в одной и той же системе единиц. В работе [3] имеются и другие ошибки.

Применительно к решаемой нами задаче важно определить вращающий момент M подвижной части прибора относительно оси C

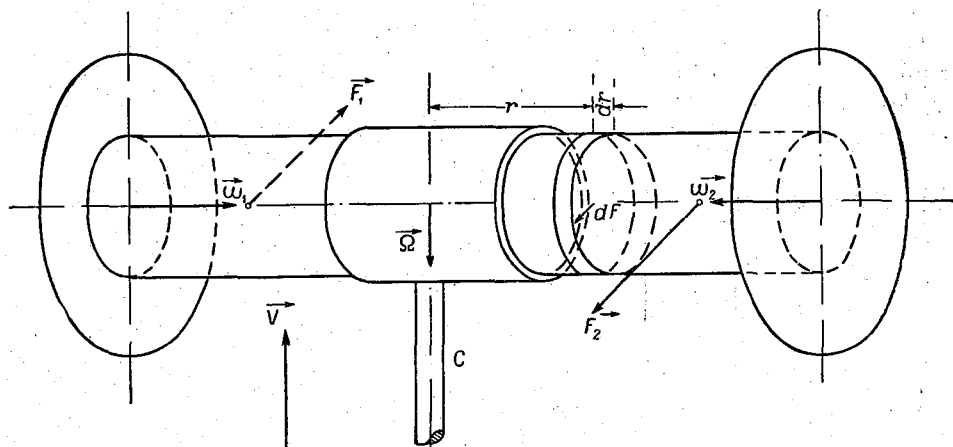


Рис. 2. Схема действующих сил.

$\vec{v}$ — вектор скорости потока, $\vec{\omega}_1$ и $\vec{\omega}_2$ — векторы угловой скорости вращения цилиндров, $\vec{\omega}$ — вектор угловой скорости вращения всей системы вокруг оси C , $\vec{F}_1$ и $\vec{F}_2$ — векторы сил Магнуса, создающих вращающий момент вокруг оси C ; r — расстояние элементарного участка вращающегося цилиндра длины dr от оси C .

(рис. 2). Нетрудно убедиться, что момент выражается соотношением

$$M = 2 \int_{\frac{1}{2}l}^{\frac{1}{2}L} r dF(r), \quad (5)$$

где r — плечо силы Магнуса, приложенной к элементарному цилиндру длиной dr , l — длина невращающейся обоймы прибора (рис. 1). Простые преобразования с учетом формулы (3) приводят к выражению

$$M = \frac{c_a}{8g} \rho v^2 D (L^2 - l^2). \quad (6)$$

Величины в правой части уравнения (6) следует выражать в системе CGS, в левой части получаем в $\Gamma \text{ см}$.

Для определения численного значения величины c_a , входящей в уравнение (6), требуется привлечение экспериментальных данных.

В работе [2] приводится график полученной экспериментальным путем зависимости величины c_a от x для цилиндров без концевых дисков и с дисками диаметром $D' = 2D$ (рис. 1). В литературе отсутствуют сведения о производстве исследований зависимости функции $c_a(x)$ от отношения $\frac{D'}{D}$. Поэтому ниже мы воспользуемся упомянутым

графиком из работы [2], но несомненно, что выявление упомянутой зависимости было бы весьма полезным при конструировании измерителя. Это исследование при современном состоянии аэрогидродинамики может быть только экспериментальным. На рис. 3 приведен график функции $\frac{c_a}{x^2}$ при аргументе $\frac{1}{x}$. Для его построения использован вышеупомянутый экспериментальный график.

Из рассмотрения рис. 3 следует, что при изменении скорости v значение последней не должно переходить через критическое значение

$$v' = \frac{2}{3} u. \quad (7)$$

С другой стороны, при фиксированной окружной скорости вращения цилиндров u , максимальный вращающий момент относительно оси C , согласно работе [2], имеет место при $x=4$, т. е. он будет чаще всего возникать при наличии соотношения

$$u = 4\bar{v},$$

где $\bar{v}$ — средневзвешенное (в смысле повторяемости) значение скорости.

Из сказанного следует, что поскольку факторы, тормозящие вращение прибора вокруг оси C , являются монотонными функциями угловой скорости его вращения Ω , то, как правило, нужно обеспечить, чтобы прибор работал в условиях

$$u \geq \frac{3}{2} v_{\max}, \quad (8)$$

где $v_{\max}$ — максимальное значение скорости потока за период осреднения. В исключительных случаях можно удовлетвориться условием

$$u \leq \frac{3}{2} v_{\min}. \quad (9)$$

Полученные в результате анализа функции $c_a = c_a(x)$ уравнения (8) и (9) показывают, что при конструировании прибора нужно варьировать его параметры в зависимости от интервала скоростей потока, для работы в котором прибор предназначенся.

В целях уменьшения концевго эффекта при любой модификации прибора следует стремиться максимально увеличить отношение $\frac{L-l}{D}$ (рис. 1).

Если направление вектора скорости остается с течением времени неизменным, т. е.

$$\frac{\partial}{\partial t} \left(\frac{\vec{v}}{v} \right) = 0, \quad (10)$$

или если измеряется только вертикальный компонент v , то измеритель без шарнира 8 и противовеса 9 можно установить стационарно в наиболее выгодной ориентации относительно вектора $\vec{v}$ (рис. 1, ситуация показана на рис. 2). Если же условие (10) не выполняется,

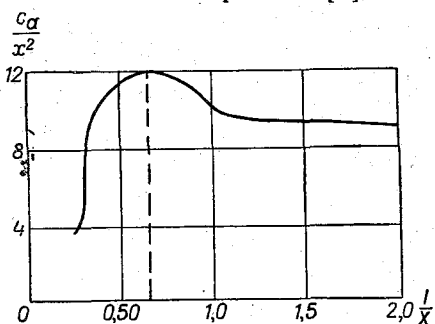


Рис. 3. График функции $\frac{c_a}{x^2} = f\left(\frac{1}{x}\right)$.

т. е. вектор скорости потока со временем меняет ориентацию, то горизонтальный компонент скорости может быть измерен, в случае установления в центре тяжести системы, на оси C в точке II (рис. 1) шарнира 8, обеспечивающего ее вращение в горизонтальной плоскости.

Пусть v_s — вертикальный компонент измеряемой скорости, а Ω_h — угловая скорость вращения установленного вышеописанным образом прибора вокруг оси C , когда $v_s = 0$. Искажающее влияние вертикального компонента скорости v_s на регистрацию горизонтального ее компонента в среднем близко к нулю, если выполняется хотя бы одно из условий

$$\left| \frac{v_s}{v_h} \right| \ll 1 \quad (11a)$$

или

$$\left| \frac{1}{v_s \Omega_h} \frac{dv_s}{dt} \right| \ll 1, \quad (11б)$$

что может быть объединено в условие

$$\left| \frac{1}{v_h \Omega_h} \frac{dv_s}{dt} \right| \ll 1. \quad (11)$$

Учитывая связь между v_s и Ω_h , можно думать, что (11) выполняется всегда.

Для измерения вертикальной составляющей скорости потока v_s прибор следует установить стационарно, расположив ось C вертикально. Чтобы можно было пренебречь искажающим влиянием горизонтального компонента v_h , нужно выполнение хотя бы одного из условий

$$\left| \frac{v_h}{v_s} \right| \ll 1 \quad (12a)$$

или

$$\left| \frac{1}{v_h \Omega_s} \frac{dv_h}{dt} \right| \ll 1, \quad (12б)$$

где Ω_s — угловая скорость вращения вертикально расположенного прибора при $v_h = 0$. Формулы (12 а) и (12 б) могут быть объединены в одно условие

$$\left| \frac{1}{v_s \Omega_s} \frac{dv_h}{dt} \right| \ll 1. \quad (12)$$

Для осуществления таких измерений прибор нужно конструировать так, чтобы имело место (12 б), так как (12 а) обычно не выполняется.

Таким образом, в любом случае следует стремиться к увеличению отношения $\frac{L\Omega}{v}$.

Приведенные в настоящем разделе теоретические оценки и соображения позволяют выбирать оптимальную конструкцию прибора, исходя из его назначения.

Вычисление некоторых конструктивных характеристик прибора

Поставим следующую практически важную задачу: определим минимальную скорость потока, при которой начинается вращение прибора вокруг оси C . Иначе говоря, попытаемся определить, доста-

точно ли велик вычисленный выше вращающий момент сил Магнуса, чтобы привести прибор в действие.

Так как гидродинамическое сопротивление при покоящемся приборе отсутствует, то для решения задачи, помимо момента сил Магнуса M , достаточно найти момент сил трения в подшипниках M_s .

Рассмотрим задачу применительно к случаю вертикального расположения оси C прибора.

Легко видеть, что в общем случае суммарный вес P (с учетом силы Архимеда) всех деталей измерителя (выполненного по схеме рис. 1), опирающихся на подшипники 5, определяется формулой

$$P = p_1 + 0,7\lambda + \pi D \left[(L + D) \delta d - D \left(\frac{1}{4} L + \delta \right) \rho \right]. \quad (13)$$

Здесь p_1 — общий вес одного подшипника 5, электромоторов A и B и контактной системы 6; λ — длина стальной оси 10, δ — толщина стенки цилиндров 1 и 2, d — ее удельный вес, ρ — удельный вес среды; остальные обозначения прежние.

Коэффициент 0,7 получен для случая, когда диаметр стальной оси равен 5 мм. Величины p_1 и P выражаются в граммах.

Ввиду отсутствия более точных способов расчета мы будем вычислять значение сопротивления потоку вращающейся части измерителя по формуле

$$V = V' + V''. \quad (14)$$

Здесь V' — сопротивление вращающегося вокруг своей оси симметрии цилиндра длиной $L - l$, снабженного концевыми дисками; V'' — сопротивление невращающегося цилиндра длиной l . Таким образом, мы пренебрегаем концевыми эффектами в местах смыкания обоймы 7 с вращающимися цилиндрами 1 и 2.

Согласно работе [2],

$$V' = \frac{1}{2} c_w \rho v^2 D (L - l), \quad (15)$$

где c_w находится с помощью графиков функций $c_a = c_a(x)$ и $c_a = c_a(c_w)$, приведенных там же. Так, например, для $x = 4$ находим (прибегая к небольшой экстраполяции), что $c_w = 5$. Сопротивления самих дисков как малые величины не учитываются. В противном случае V' не было бы пропорционально длине цилиндров. Далее

$$V'' = \frac{1}{2} c \rho v^2 D l, \quad (16)$$

где c находится из графика функции $C = c(\text{Re})$, изображенного на рис. 59 работы [2]. Здесь $\text{Re} = \frac{v}{\nu} D$ — число Рейнольдса, ν — кинематическая вязкость.

Общее осевое усилие на подшипники найдется как сумма $A = P + V$.

Согласно выражениям (13)–(16),

$$A = p_1 + 0,7\lambda + \pi D \left[(L + D) \delta d - D \rho \left(\frac{1}{4} L + \delta \right) \right] + \frac{1}{2g} [c_w (L - l) + cl] \rho v^2 D. \quad (17)$$

Здесь A получается в граммах.

Момент трения M_s шарикоподшипника зависит от осевой нагрузки A :

$$M_s = M_0 + k_3 A, \quad (18)$$

где M_0 и k_3 — параметры шарикоподшипника [4].

Заменяя A согласно (17) и сравнивая полученную величину с M , определяемым соотношением (6), получаем уравнение, которому должно удовлетворять значение минимальной скорости потока $v_{\min}$, достаточной для того, чтобы измеритель пришел в действие:

$$\begin{aligned} & \frac{\rho}{2g} v_{\min}^2 D \left\{ \frac{c_a}{4} [L^2 - l^2] - k_3 [c_w (L - l) + cl] \right\} = \\ & = 2M_0 + k_3 \left\{ p_1 + 0,7\lambda + \pi D \left[(L + D) \delta d - D\rho \left(\frac{1}{4} L + \delta \right) \right] \right\}. \end{aligned}$$

Это уравнение можно упростить, после чего получим окончательно

$$\begin{aligned} & \frac{\rho}{2g} v_{\min}^2 D \left\{ (L^2 - l^2) \frac{c_a}{4} - k_3 [c_w (L - l) + cl] \right\} = \\ & = 2M_0 + k_3 \left\{ p_1 + 0,7\lambda + \pi DL \left(\delta d - \frac{1}{4} D\rho \right) \right\}. \end{aligned} \quad (19)$$

Применяя последнее уравнение для случая $x=4$, можно пренебречь членами, описывающими увеличение трения в подшипнике вследствие давления потока по сравнению с вращающим моментом, и в результате получим

$$v_{\min} = \sqrt{\frac{8g}{c_{ap} D (L^2 - l^2)} \left\{ 2M_0 + k_3 \left[p_1 + 0,7\lambda + \pi DL \left(\delta d - \frac{1}{4} D\rho \right) \right] \right\}}. \quad (20)$$

В качестве иллюстрации рассчитаем $v_{\min}$ измерителя определенных размеров, а именно $D=3,5$ см, $l=2,3$ см, $p_1=450$ г, $\delta=0,05$ см, $d=2,6$ г/см³, и учтем, что $c_a \approx 9,5$, $g=980$ см/сек.², $\lambda=0,35L$. Кроме того, согласно работе [4], параметры выбранного шарикоподшипника легкой серии $M_0=5,6$ г/см и $k_3=0,006$ см.

Принимая перечисленные значения входящих в выражение (20) величин, можно рассчитать $v_{\min}$ для двух примеров.

Пример 1. Пусть в измерителе, предназначенном для работы в воздушном потоке, $L=100$ см и $10^3\rho=1,3$ г/см³. Произведя расчет, получим, что минимальная скорость ветра, которая может быть им зарегистрирована, $v_{\min}=16$ см/сек.

Пример 2. В измерителе, предназначенном для работы в воде, $L=8$ см, кроме того, $\rho=1$ г/см³. Соответственно получим $v_{\min}=7$ м/сек.

Вычислим для наглядности величину эффекта Магнуса. Согласно (3), имеем в нашем случае (в весовых единицах).

$$F = \frac{c_a}{2g} \rho v^2 (L - l) D = 0,0175 \rho v^2 (L - l). \quad (21)$$

Таким образом, для примера 1 имеем $F \approx 0,57$ г, для примера 2 $F \approx 4,9$ г.

Напомним, что расчет произведен лишь для одной из мыслимых конструкций прибора, определенной его ориентации относительно вектора скорости потока, направления силы тяжести и для определенных габаритов и веса составных частей. Для других случаев уравнение, определяющее $v_{\min}$, может быть составлено аналогичными приемами.

Поскольку при нынешнем состоянии гидродинамики нельзя

составить сколько-нибудь точного уравнения движения измерителя даже при стационарном режиме (т. е. при $\Omega = \text{const}$), то прибор следует тарировать в аэродинамических трубах или гидрометрических лотках, как и другие измерители скорости потоков.

По некоторым вопросам, возникшим при конструктивном оформлении идеи измерителя, Л. Ш. Волохонский пользовался консультацией старших научных сотрудников ГГО М. С. Стернзата и Л. Р. Струзера. Математические выкладки в этой статье и замечание о соотношении между экспериментальными данными Л. Прандтля и условием прилипания принадлежат Л. Ш. Волохонскому. Остальная часть статьи, включая имеющиеся в ней описания изменения конструкции измерителя по сравнению с запатентованной, принадлежит обоим авторам.

ЛИТЕРАТУРА

1. Прандтль Л. Гидроаэромеханика. ИЛ, М., 1949.
2. Прандтль Л. и Титъенс О. Гидро- и аэродинамика, т. II, гл. 1. ОНТИ, М. — Л., 1935.
3. Тишбейн Р. и Коростелев Б. Роторное судно. Техническая энциклопедия, т. XIX, 1934.
4. Справочник конструктора точных приборов. Под ред. И. Я. Левина. Изд-во оборон. пром., М., 1953.

УСОВЕРШЕНСТВОВАНИЕ МЕТОДА ПОЛУЧЕНИЯ ВОДОРОДА ДЛЯ АЭРОЛОГИЧЕСКИХ ЦЕЛЕЙ

В статье предлагается новый алюмосиликолевый способ получения водорода путем взаимодействия смеси ферросилиция и алюминия со щелочью и водой.

Дается объяснение химических процессов, происходящих при газодобыывании.

Для наполнения шаропилотных и радиозондовых оболочек, с помощью которых производятся аэрологические наблюдения, широко используется водород.

Наиболее удобным для работы станций, ведущих аэрологические наблюдения, было бы использование водорода, получаемого промышленными способами и доставляемого на станции в баллонах. Но это оказывается затруднительным из-за ограничительных правил его перевозки на всех видах транспорта и больших непроизводительных расходов, связанных с перевозкой тары. Поэтому водород для аэрологических целей получают так называемыми „полевыми способами“.

Полевые способы получения водорода

Существует довольно много полевых способов получения водорода, например действием кислот и щелочей на металлы, гидрида кальция на воду и др. [12, 13, 14, 17, 19].

Наиболее простым, дешевым и распространенным методом получения водорода у нас и в других странах более полувека был и пока остается силиколевый способ, основанный на взаимодействии ферросилиция с едким натром и водой. Но силиколевый метод получения водорода обладает двумя существенными недостатками: 1) при температурах окружающего воздуха и химикатов ниже $+10^{\circ}$ реакция взаимодействия ферросилиция с раствором едкого натра практически не начинается, и для ускорения начала реакции приходится специально подогревать воду [9]; 2) во время газодобыывания нередко из жидких продуктов реакции выпадает осадок в виде плотной сцементированной массы, приставшей ко дну, или в виде отдельных твердых комков, не выпадающих из горловины газогенератора. Для удаления их приходится пользоваться специальным штырем, а в отдельных случаях производить полные вторичные зарядки газогенераторов с открытой горловиной.

Эти два серьезных недостатка силиколевого способа заставили усиленно искать новые способы получения водорода или совершенствовать старые, давно известные способы, хотя они и являются более дорогостоящими по сравнению с силиколевым способом. Например, в последнее время распространился в системе Главсев-

морпути усовершенствованный в 1957 г. известный алюминиевый способ получения водорода, основанный на взаимодействии алюминия с водой в присутствии каталитических количеств щелочи.

В системе Главсевморпути алюминиевый способ применяется в основном в газогенераторах низкого давления типа Г-3 [15].

Алюминиевый способ начинает применяться и в системе Гидрометслужбы, но главным образом на северных станциях и на шаропилотной сети в газогенераторах высокого давления типа АВГ-40.

Преимуществом алюминиевого способа перед силиколевым является простота удаления продуктов реакции и то, что реакция взаимодействия алюминия с водным раствором щелочи идет практически при любой температуре окружающего воздуха и химикатов, и, следовательно, отпадает необходимость в подогреве воды. При испытании алюминиевого способа в Главной геофизической обсерватории было установлено, что в газогенераторах высокого давления АВГ-45 все же образуется некоторое количество твердых отложений, не выпадающих из газогенератора и требующих специального дробления штырем.

Алюминиевый способ получения водорода обладает следующими двумя недостатками.

1. Реакция выделения водорода идет очень бурно, с большим выделением тепла (1 кг алюминия при реакции выделяет около 3300 ккал.), что требует, например, в газогенераторах низкого давления типа Г-3 удвоения числа холодильников по сравнению с силиколевым способом, а это удорожает и усложняет процесс газодобыwania. В газогенераторах высокого давления типа АВГ-40 и АВГ-45 такое быстрое течение реакции с выделением большого количества тепла приводит к тому, что реакция, начавшись, длится лишь доли минуты. При рекомендуемых нормах закладки химикатов в газогенератор высокого давления (1 кг алюминия, 0,1 кг едкого натра и 2 л воды) давление по манометру поднимается до 75—80 ат, причем количество выделившегося водорода из двух газогенераторов АВГ-45 недостаточно для наполнения оболочки № 100 (большая закладка химикатов в газогенератор инструкцией не допускается).

2. Алюминиевый способ значительно дороже силиколевого способа. Основной продукт силиколевого способа — силиколь — весьма дешев, производится в значительных количествах, и, принимая во внимание сложность производства алюминия, можно утверждать, что алюминий даже при использовании его с малыми количествами щелочи не выдержит конкуренции с силиколем.

Следует отметить, что в последнее время получено большое количество новых неорганических гидридов, таких как LiH , LiAlH_4 , LiBH_4 , NaBH_4 , $\text{Al}(\text{BH}_4)_3$, $\text{Be}(\text{BH}_4)_2$ и др., выделяющих на 1 кг вещества большое количество водорода. Так, например, гидрид $\text{Be}(\text{BH}_4)_2$ выделяет на 1 кг вещества $4,6 \text{ м}^3$ водорода. Но эти вещества в настоящее время очень дороги и для применения их в аэрологической практике недоступны [18].

Перейдем к более подробному рассмотрению силиколевого метода получения водорода.

Силиколевый способ получения водорода

Советский химик, профессор Военно-инженерной академии А. И. Горбов (1859—1939) предложил и разработал для военного воздухоплавания три щелочных способа получения водорода, новых в то время:

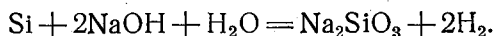
- 1) действием алюминия на раствор едкого натра,
- 2) действием силиколя на раствор едкого натра,
- 3) действием воды на гидрид кальция.

Первый способ, алюминиевый, был принят Главным инженерным управлением и применялся в воздухоплавательных частях во время русско-японской войны с 1904 г.

Второй способ, силиколевый, нашел применение в Германии и во Франции с 1903 г.

Третий способ, гидридный, был внедрен Жобером во Франции с 1904 г. [9, 10, 11].

Силиколевый способ получения водорода основан на взаимодействии ферросилиция с водным раствором едкого натра и обычно выражается уравнением



В действительности процессы, происходящие при получении водорода, значительно сложнее и не могут быть выражены этим простым уравнением. По этой причине у аэрологов, добывающих водород по силиколевому способу, возникает ряд вопросов.

1. Почему применяют ферросилиций (силиколь), а не чистый кремний?

2. Почему при применении ферросилиция железо не вводится в уравнение реакции?

3. Почему количество применяемых химикатов не соответствует расчету по уравнению (1)? Так, например, количество щелочи, согласно Наставлению [9], берется в три раза меньше, чем требуется по уравнению (1), а количество воды — в десять раз больше, чем требуется по тому же уравнению.

Остановимся на вопросе о применяемых материалах и процессах, происходящих при получении водорода.

Основой силиколевого способа является ферросилиций. Впервые он был получен в 1808 г. Промышленным путем его получали с небольшим содержанием кремния (10—17%) в доменных печах. В России производство ферросилиция с содержанием кремния от 10 до 20% было начато в 1910 г. В большом масштабе производство среднего и высокопроцентного ферросилиция началась в 1931 г. на Челябинском заводе ферросплавов в электропечах.

Сырыми материалами для выплавки ферросилиция являются кварц и кварцит, стальная стружка и коксик. Кварц и кварцит должны содержать не менее 96% кремнезема. Стальная стружка должна быть чистой, без примесей (чугунная стружка и стружка легированных сталей непригодна). Коксик (мелкий кокс) применяется как дешевый восстановитель кремнезема.

Ферросилиций — сплав железа с кремнием. С железом кремний сплавляется в любых соотношениях. Из диаграммы состояния известны следующие соединения железа с кремнием: FeSi , (33,3% Si), Fe_3Si_2 (25,1% Si), Fe_2Si_5 (55,68% Si). Из этих соединений наиболее устойчивым является моносилицид FeSi , остальные соединения при высокой температуре разлагаются, а так как процесс плавки (получения) ферросилиция ведут при температурах, превышающих температуры устойчивости этих сплавов, то в готовом ферросилиции мы имеем в основном моносилицид FeSi .

Необходимо указать, что чем ниже концентрация кремния в ферросилиции, тем легче протекает процесс получения ферросилиция. Этим объясняется то, что в практике пользуются не 100% кремнием, а высокопроцентным ферросилицием с содержанием кремния 75—80%,

вполне обеспечивающим практическую работу. Получение чистого кремния из кремнезема другими способами является дорогим и трудоемким процессом, и потому чистый кремний не употребляется для аэрологических целей.

Значительное количество железа, присутствующее во время реакции, уравнением (1) не затрагивается, так как практически оно не участвует в реакции выделения водорода и не реагирует со щелочью.

Перейдем к вопросу несоответствия количества расходуемой щелочи тому количеству, которое требуется по уравнению.

Продуктами реакции при добыче водорода по силиколевому методу, согласно уравнению (1), являются водород и растворимая натриевая соль метакремневой кислоты — Na_2SiO_3 (метасиликат натрия), или в другом виде $\text{Na}_2\text{O} \cdot \text{SiO}_2$.

В этом силикате натрия на одну молекулу окиси натрия — Na_2O приходится одна молекула кремнезема (SiO_2). В действительности образующиеся в результате реакции растворы представляют собой сложную систему, в которой могут образоваться различные силикаты натрия с разным содержанием кремнезема SiO_2 на одну молекулу окиси натрия Na_2O .

Эти силикаты могут быть выражены общей формулой в виде $\text{Na}_2\text{O} \cdot n\text{SiO}_2$, где n — переменная величина, называемая модулем.

Модуль показывает отношение числа молекул SiO_2 к числу молекул Na_2O .

Растворы силикатов натрия обычно называют жидким стеклом.

Модуль является главной характеристикой жидкого стекла.

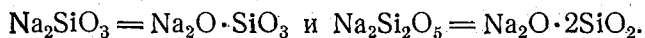
Определим модуль жидкого стекла в результате получения водорода по силиколевому методу с закладкой химикатов согласно наставлению [9].

Ферросилиций весом 1,25 кг с содержанием 75% кремния дает чистого кремния 938 г, из которого образуется в результате реакции 2010 г кремнезема SiO_2 . В результате реакции 900 г NaOH образуют 697 г окиси натрия Na_2O , отсюда

$$n = \frac{\text{SiO}_2}{\text{Na}_2\text{O}} = \frac{2010}{697} \approx 2,88.$$

Растворы силикатов натрия представляют собой коллоидные растворы и при модуле выше 2 являются неустойчивыми системами, так как легко коагулируют с образованием геля (студня) кремневой кислоты. Чем выше модуль силиката натрия, тем быстрее идет образование геля кремневой кислоты.

Изменение устойчивости жидкого стекла зависит от многих химических и физических факторов и не подчиняется определенной, вполне изученной закономерности. Установлено, что в растворах жидкого стекла могут существовать как вполне определенные соединения только мета- и дисиликат натрия

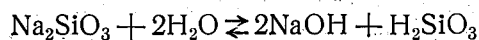


Соотношения между ними весьма сложны и с трудом поддаются количественному учету. Поэтому формулу жидкого силиката натрия следует писать в общем виде

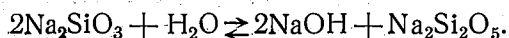


В водных растворах Na_2SiO_3 и $\text{Na}_2\text{Si}_2\text{O}_5$ как электролиты подвергаются ионной диссоциации с образованием ионов SiO_3^{2-} , $\text{Si}_2\text{O}_5^{2-}$, Na^+ и OH^- и кристаллоидной кремневой кислоты H_2SiO_3 .

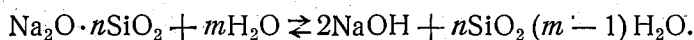
Раствор жидкого стекла представляет собой соль, образованную слабой кремневой кислотой H_2SiO_3 и сильным основанием NaOH . Такие соли в водных растворах всегда подвергаются гидролизу с освобождением едкого натра, например, силикат натрия с модулем $n = 1$ гидролизует по уравнению



или



Гидролиз силиката натрия с модулем $n > 1$ может быть записан в общем виде



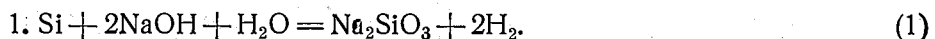
Образующаяся кремневая кислота практически нерастворима в воде (в форме истинного раствора), однако она легко образует коллоидные растворы и поэтому осаждается частично. С течением времени частицы кремнезема все более укрупняются, в результате чего образуется гель (студень), который не отвечает простой формуле $\text{H}_2\text{SiO}_3 = \text{SiO}_2 \cdot \text{H}_2\text{O}$, а соответствует более общей $x\text{SiO}_2 \cdot y\text{H}_2\text{O}$. При $x > y$ получают поликремниевые кислоты.

Повышение температуры и давления ускоряет основную реакцию по выделению водорода, одновременно увеличивает и ускоряет процесс гидролиза и коагуляцию кремневой кислоты.

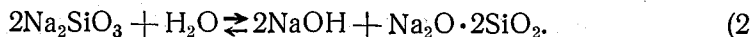
Влияние увеличения температуры и давления легко можно наблюдать при работе с газогенераторами высокого давления типа АВГ-40 и АВГ-45. Регулируя количество закладываемых в газогенераторы химикатов, можно управлять скоростью течения реакции и влиять в некоторой степени на агрегатное состояние силиката натрия.

Таким образом, обычные уравнения реакции для водных растворов силикатов следует рассматривать только как некоторую приближенную схему, но не как точное воспроизведение количественных соотношений реагирующих компонентов. Поэтому уравнение (1) реакции получения водорода по силиколевому способу следует рассматривать как одну из возможных схем.

На самом деле процессы, происходящие при получении водорода силиколевым способом, сложнее, чем это следует из уравнения (1), и правильнее их представить по стадиям:



2. Полученный силикат натрия, взаимодействуя с водой, подвергается гидролизу с выделением едкого натра и образованием силикатов натрия с различными модулями. Например,



В результате этой реакции гидролиза получается силикат натрия с модулем $n = 2$.

В действительности гидролиз проходит значительно сложнее, с образованием силикатов натрия с различными модулями и разным количеством удерживаемой этими силикатами воды. Образовавшиеся силикаты натрия, как мы указывали выше, могут быть записаны в виде $\text{Na}_2\text{O} \cdot n\text{SiO}_2 \cdot m\text{H}_2\text{O}$.

3. При изменении температуры и давления и при избытке воды

полученный силикат может подвергаться дальнейшему гидролизу, увеличивая свой модуль. Например,



4. Освободившийся едкий натр вновь реагирует по уравнению (1).

Именно явление гидролиза позволяет при получении водорода уменьшить количество щелочи в три и более раз по сравнению с расчетом согласно уравнению (1).

Ранее было указано, что количество воды превышает в 10 раз то количество, которое должно быть по расчету согласно уравнению реакции (1).

Действительно, в уравнение реакции (1) введена только одна молекула воды, без которой не могут образоваться продукты реакции. Но вода по ходу реакции необходима еще, во-первых, для растворения большого количества едкого натра, во-вторых, для растворения полученного силиката натрия, чтобы образовать жидкое стекло (в противном случае получился бы монолитный кусок растворимого стекла), в-третьих, вода необходима для процесса гидролиза полученного силиката натрия с целью значительного уменьшения количества едкого натра, необходимого по уравнению реакции (1).

В результате гидролиза получают кремневые кислоты, удерживающие большое количество воды, с образованием коллоидных растворов (золей), переходящих в гель (нередко в виде студня).

В отдельных случаях, когда реакция идет очень быстро и протекает при более высокой температуре и давлении (более 60 ат), наряду с жидкой фазой образуется твердая фаза, иногда в виде рыхлого, а иногда монолитного, механически прочного образования, представляющего собой сцементированную коллоидным кремнеземом массу.

В газогенераторах низкого давления типа Г-3 количество воды берется еще больше, чем в газогенераторах высокого давления, так как часть воды в виде пара перегоняется в холодильник.

Остановимся еще на одном недостатке силиколевого метода, о котором иногда писали в литературе по газодобытию, а именно, что в газогенераторах якобы образуются фосфины, приводящие к взрывам в газогенераторах.

В настоящее время для получения водорода применяется высокопроцентный ферросилиций, содержащий 75—80% кремния, вырабатываемый из материалов, не вносящих загрязнений в виде больших количеств фосфора. Количество фосфора в ферросилиции, согласно ГОСТу 1415—49 не превышает 0,05%.

Алюмосиликолевый способ получения водорода

Алюмосиликолевый способ получения водорода заключается в том, что водород получается путем взаимодействия смеси ферросилиция и алюминия со щелочью и водой.

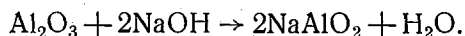
Смесь состоит из ферросилиция и 5—15% (от общего количества смеси) алюминиевого порошка. В качестве алюминиевого порошка может быть взят первичный алюминий марки ПА-4, ПА-3, ПА-2, ПА-1 и АП и вторичный, наиболее дешевый, алюминий марки АПВ.

Алюминий, взаимодействуя со щелочью и водой, выделяет большое количество тепла — 3300 ккал. на 1 кг алюминия. Выделяющееся тепло является толчком для начала развития реакции ферросилиция со щелочью и водой без всякого подогрева воды, даже

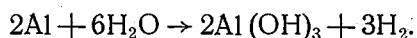
при отрицательных температурах окружающего воздуха. Как показывает опыт, реакция взаимодействия алюминия со щелочью и водой начинается сразу, даже при температурах окружающего воздуха -50° и применяемой воды $2-4^{\circ}$ (работа инженера-аэролога Палюлина. Якутское УГМС).

Вероятный механизм реакции алюминия с водным раствором щелочи по стадиям следующий.

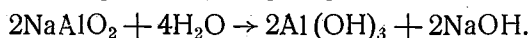
1. Вначале едкий натр взаимодействует с защитной пленкой алюминия Al_2O_3 с образованием алюмината натрия и воды:



2. В дальнейшем алюминий, освобожденный от пленки, энергично реагирует с водой с выделением гидрата окиси алюминия и водорода:

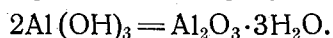


3. Вследствие полного гидролиза алюмината натрия едкий натр снова возвращается в реакцию, играя роль катализатора:

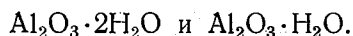


При исследовании продуктов реакции в различных типах газогенераторов было установлено, что в зависимости от температуры и давления получаются различные формы гидратации окиси алюминия.

При температурах порядка 100° образуется



При температурах более 100° образуется



Получение водорода алюмосиликолевым способом путем добавки порошков алюминия от 5 до 15%, в зависимости от температуры окружающего воздуха и воды, несомненно, имеет ряд преимуществ по сравнению с силиколевым и алюминиевым способами получения водорода.

Во-первых, облегчается труд аэрологов тем, что не приходится подогревать воду. Во-вторых, управлять реакцией путем добавки алюминия значительно легче и удобнее, чем разогревом воды. В-третьих, реакция протекает спокойнее, не так бурно, как с одним алюминием. В-четвертых, отпадает необходимость в постройке водогрейных помещений. В-пятых, стоимость химикатов, применяемых при газодобытии, остается почти такой же, как при силиколевом методе, и в несколько раз меньше, чем при алюминиевом методе.

Экспериментальная часть алюмосиликолевого способа получения водорода

Цель экспериментальной части заключается в том, чтобы избавить силиколевый способ получения водорода от его двух главных недостатков: 1) реакция силиколевым способом не начинается при температуре ниже $+10^{\circ}$ без подогрева воды, 2) в результате реакции получения водорода образуются твердые продукты, сильно затрудняющие очистку газогенераторов.

За основу в нашей работе была принята шаропилотная норма загрузки химикатов согласно наставлению [9], оправдавшая себя на сети станций и пунктов тем, что она обеспечивает достаточный

выход водорода (из 2 газогенераторов типа АВГ-40 для оболочек № 150) и не дает высоких давлений (давление не превышает 70—80 ат.)

Придерживаясь в основном этих норм, мы делали некоторые отступления для выяснения влияния избытка или недостатка одного из компонентов на ход реакции и агрегатное состояние получающихся продуктов.

Как было указано выше, избежать подогрева воды можно добавкой порошка алюминия. Простой расчет показал, что замена в норме химикатов 5—15% ферросилиция на такое же количество порошка алюминия марки ПА-4 или АПВ обеспечивает подогрев химикатов и воды в холодное время года до температуры, необходимой для начала реакции.

Более трудным оказалось выявление условий, при которых образуются твердые продукты, затрудняющие чистку генератора, ввиду того, что основной жидкий продукт реакции газодобыывания — жидкое стекло — представляет собой сложную систему, быстро меняющую свое агрегатное состояние в зависимости от температуры, давления и концентрации, переходя в коллоидное состояние, образуя осадки (гели). Необходимо было также учесть влияние добавки алюминия на образование твердых продуктов.

Систематические исследования по получению водорода с применением добавок порошков алюминия были начаты в Главной геофизической обсерватории с июня 1959 г. Всего было проведено свыше 400 опытов, из которых 334 отражены в табл. 1.

В данной статье приводятся результаты опытов, которые продолжались непрерывно с июня по ноябрь 1959 г. включительно в интервале температур от $+25$ до -6° с учетом температуры воды, заливаемой в газогенератор.

Поскольку в своей работе мы придерживались принятых норм загрузки, опыты, приведенные в табл. 1, не имеют резких скачков как по количеству химикатов, так и по их соотношению, а следовательно, не имеют резких скачков в давлении и температуре. Однако малые изменения в количестве химикатов и их соотношениях, а также небольшие изменения температуры окружающего воздуха и воды нередко вызывали образование твердых продуктов.

Таблица 1 представлена в виде двух частей. В первой части № (1—15 по порядку) приведены опыты, в которых образуются твердые продукты; во второй части (№ 16—29 по порядку) приведены опыты, где они не образуются.

В результате проведенных исследований установлено следующее.

1. Если изменить количество закладываемых в газогенератор химикатов и воды, не изменяя их пропорциональных отношений, то чем больше заложено химикатов, тем чаще и больше по размеру образуются твердые продукты; чем меньше заложено химикатов, тем реже и меньше по размерам они образуются. При некоторой норме закладки химикатов (достаточной для практических целей) твердые продукты не образуются совсем (табл. 1, № 1, 2, 3 и 18—29 по порядку).

2. Чем больше скорость реакции и чем выше температура и давление, развиваемые в газогенераторе, тем чаще и больше по размеру образуются твердые продукты (табл. 1, № 1—5 по порядку). О величине температуры, достигаемой в газогенераторе, можно примерно судить по разности между максимальным и остаточным давлением (давлением, показываемым манометром после остывания газогенератора).

Таблица 1

№	Температура в газогенаторном помещении (град.)		Нормы закладки химикатов (г)				Число опытов	Время до- стижения максималь- ного давле- ния (мин.)	Максималь- ное давле- ние (ат)	Остаточное давление (ат)	Подъемная сила выле- дившегося водорода (г)	Остаток реакции через 12 час.
	воздуха	воды	NaOH	FeSi	ПА-4	вода (л)						
1	7	8	1700	1150	100	6	2	5	85-90	47-49	—	Большой монолитный твердый осадок
2	—3	7	900	1200	100	6	2	10	74	53	1850	Большие комки
3	—3	7	900	1150	100	6	2	10	73	52	1800	Комки
4	6-8	10	900	1100	100	6	3	10-12	66-68	45-47	1750	Небольшие комки
5	—2	7	850	1150	100	6	4	12-15	65-68	47-48	1750	В 2 случаях из 4 небольшие комки
6	5	10	800	1000	200	6	2	12	63	46	1700	Небольшие комки
7	5-7	10	800	1150	100	6	46	15-16	65-68	47-50	1750-1800	В половине случаев небольшие комки
8	10	10	750	1150	100	6	2	15	66	46	1700	Небольшие комки
9	6-8	9	750	1200	50	6	2	15	66-67	48	—	То же
10	7	11	700	1100	100	5	4	15	58-60	42-43	—	"
11	7	10	700	1100	200	6	2	—	—	—	1750-1800	"
12	9	10	700	1200	100	6	6	—	57-60	46-48	—	"
13	7-8	10	700	1000	200	6	6	—	60-62	42	—	"
14	8	10	700	1000	200	7	2	20-25	58	41	—	"
15	8	10	700	1000	200	8	2	25-30	56	41	—	"
16	—6, —3	7	800	1150	100	6	35	15-17	63-66	47-50	1750-1800	Комков почти нет, изредка небольшие
17	5	7	800	1100	150	6	2	15	65	—	—	Комков нет
18	0-7	10	750	1150	100	6	68	15-20	56-63	44-47	1750	То же
19	4-8	10-12	700	1100	100	6	20	20	49-56	42-44	1700-1750	"
20	4-8	10-12	700	1100	100	5,3	8	15	58-62	42-45	—	"
21	4	10	700	900	100	5,3	8	15	45	36	1300	"
22	5	10	700	900	50	5,3	4	—	46	32	1250	"
23	5-7	10-11	700	800	50-200	5,3	16	—	—	29-36	—	"
24	6-7	11	600	1100	200	6	6	—	58-62	42-43	—	"
25	—3	7	700	1200	100	6	2	30	56	45	1750	Пористый осадок
26	—3	7	700	1125	100	6	2	30	64	44	1700	То же
27	—3	7	600	1200	100	6	2	25	51	44	1700	"
28	—3	7	600	1125	100	6	2	30	50	43	1650	"
29	6-24	11-12	700	1000	Нет	4,4-5,3	72	—	35-39	29-35	1250-1300	Комков нет

Разность между максимальным и остаточным давлением растет с увеличением скорости реакции.

3. Добавки алюминия в теплое время года, когда они вызывали очень быстрое развитие реакции, приводили к образованию твердых продуктов. Добавки алюминия в холодное время года, когда реакция с одним ферросилицием практически не начиналась, к образованию твердых продуктов не приводили.

4. Чем выше температура окружающего воздуха и воды при прочих равных условиях, тем чаще и больше образуется твердых продуктов (см. табл. 1, № 8 и 18 по порядку).

На основании этих результатов можно сделать вывод, что основной причиной образования твердых продуктов в газогенераторах высокого давления являлась высокая температура и давление, и для уменьшения вероятности их образования нужно снизить температуру и давление, развиваемые при реакции получения водорода.

Следовательно, реакцией газодобыывания нужно управлять так, чтобы в газогенераторе выделилось достаточное количество водорода, для чего должно быть загружено необходимое количество химикатов; в то же время реакция должна идти равномерно и медленно, не давая резкого пика температуры и давления.

Для этого необходимо:

а) взять достаточное количество ферросилиция, но не более 1250 г для газогенератора АВГ-45. При большем количестве ферросилиция почти не удавалось вести реакцию без образования твердых продуктов;

б) уменьшить количество едкого натра настолько, чтобы реакция выделения водорода шла медленно и в то же время проходила до конца (без заметного уменьшения выхода водорода);

в) в холодное время года добавлять алюминиевый порошок ПА-4 или АПВ в количестве от 50 до 150 г в зависимости от температуры окружающего воздуха и воды. При этом количество ферросилиция должно быть соответственно уменьшено.

Нужно заметить, что выход водорода при добавках первичного алюминия марки ПА-4 остается примерно тем же, что и без добавок, так как алюминий выделяет водорода лишь немного меньше, чем 75% ферросилиций.

При добавках вторичного алюминия марки АПВ выход водорода получается несколько меньшим, чем без алюминия, так как алюминий марки АПВ содержит примеси; управлять реакцией можно также с помощью количества заливаемой в газогенератор воды.

Увеличение количества воды ведет к замедлению реакции, а следовательно, к уменьшению температуры и давления, развиваемых в процессе реакции.

Уменьшение количества воды ускоряет реакцию, а отсюда увеличивает температуру и давление, развиваемые в процессе реакции. Но, как показали проведенные опыты, уменьшать скорость реакции прибавлением воды не всегда следует, так как выпадение осадка а следовательно, и образование твердых продуктов из жидкого стекла, получающегося в результате реакции, зависит также от концентрации раствора.

При разбавлении раствора жидкого стекла свыше некоторой средней концентрации даже при уменьшении температуры реакции получались твердые продукты (табл. 1, № 13, 14, 15 по порядку).

П. Н. Григорьев [2] отмечает, что часто можно наблюдать существование двух крайних концентраций, при которых растворы одного и того же состава жидкого стекла оказываются неустойчивыми;

в промежутке же между этими концентрациями растворы оказываются вполне устойчивыми как при хранении, так и при кипячении. Знание концентрации, при которой не происходит разложения жидкого стекла, имеет очень большое практическое значение, так как позволяет предупреждать и устранять подчас очень неприятные осложнения в производстве.

При работе с газогенераторами знание такой концентрации позволит избежать образования твердых продуктов.

Нашими опытами было установлено, что в нормах для оболочек № 150 количество едкого натра следует снизить до 750—800 г, оставив количество воды и ферросилиция прежними; в нормах для оболочек № 100 количество воды следует снизить до 4,5 л, оставив нормы ферросилиция и едкого натра прежними (табл. 2).

Выше уже отмечалось, что на устойчивость растворов жидкого стекла оказывает влияние, кроме концентрации, ряд других факторов, в частности температура окружающего воздуха и воды, от которых зависит скорость реакции, скорость охлаждения раствора и его конечная температура.

Опыты, поставленные в Главной геофизической обсерватории, показали, что при изменении температуры окружающего воздуха от +20 до -6° нормы практически не изменились. Можно ожидать, что они практически не изменятся и при более низких температурах.

Опыты по исследованию норм закладки химикатов в газогенераторы АВГ-45 показали, что при рекомендуемых нами нормах (табл. 2) твердых продуктов не образуется при хранении водорода в газогенераторах в течение суток и более. Здесь нужно указать, что норма закладки химикатов для работы с оболочками № 150 является предельной и отклонение от нее в сторону увеличения всегда приводит к образованию твердых продуктов.

Таблица 2

№ пп.	Температура в газогенераторном помещении (град.)		Рекомендуемые нормы закладки химикатов (г) в газогенераторы АВГ-45 для оболочек							
	воздуха	воды	№ 150				№ 100			
			NaOH	FeSi	ПА-4 или АПВ	воды (л)	NaOH	FeSi	ПА-4 или АПВ	воды (л)
1	-6,0	6—11	800	1150	100	6—6,5	—	—	—	—
2	0—5	6—11	750—800	1150	100	6	700	900	100	4,5
3	5—10	7—12	750	1200	50	6	700	950	50	4,5
4	10—20	10—15	750	1250	—	6	700	1000	—	4,5

Примечание. Рекомендуемые нормы закладки химикатов не являются окончательными, так как требуют уточнения и продолжения в холодное время года, в которое опытов проведено недостаточно.

Сырой ферросилиций рекомендуется просушивать, в противном случае будут образовываться твердые продукты.

Все опыты производились с газогенераторами АВГ-45. При работе с газогенераторами АВГ-40, емкость которых на 5 л меньше, чем емкость АВГ-45, вероятность образования твердых продуктов несколько больше, так как давление, развиваемое в них, будет выше. Поэтому рациональнее газогенераторы АВГ-40 применять на станциях, работающих с оболочками № 100.

Следует также отметить, что жидкое стекло, получаемое в результате реакции выделения водорода, на станциях не используется, затрачиваются средства для вывоза его на свалку. В то же время жидкое стекло является техническим продуктом, который может быть использован, например, для прибавления к цементу, бетону, штукатурке и другим известковым материалам с целью увеличения их прочности и водостойкости, а также для силикатизации грунтов и дорог. Из смеси жидкого стекла с мелом можно приготовить оконную замазку, из смеси с асбестом — огнеупорную замазку и др.

В ы в о д ы

1. Рекомендуются новый алюмосиликолевый способ получения водорода, заключающийся в том, что водород получается путем взаимодействия смеси ферросилиция и 5—15% алюминиевого порошка марки ПА-4 или АПВ со щелочью и водой.

2. Алюминий вводится в смесь с целью вызова начала реакции силиколя с водным раствором едкого натра при температурах воды и окружающего воздуха ниже $+10^{\circ}$, так как реакция при старом силиколевом способе при этих температурах не начинается без специального подогрева воды.

3. Введение добавок алюминия при температурах выше 10° нецелесообразно, так как большое количество тепла, выделяющегося при реакции алюминия с раствором щелочи, повышает температуру и давление в газогенераторе и приводит к образованию твердых продуктов, затрудняющих чистку газогенераторов.

4. Предлагаются новые нормы химикатов (табл. 2).

5. Реакции, протекающие внутри газогенератора, сложны и не охватываются общепринятым уравнением (1). Более правильно эти процессы отражаются уравнениями (1), (2) и (3).

Образующиеся в результате реакции силикаты натрия представляют собой сложную систему, склонную при некоторых условиях к образованию твердых продуктов.

6. При соблюдении норм закладки химикатов твердые продукты не образуются при хранении водорода в газогенераторе в течение суток и более.

7. Норма закладки химикатов для заполнения оболочки № 150 водородом является предельной. Увеличение этой нормы влечет за собой повышение температуры и давления внутри газогенератора, а высокая температура и давление являются главными причинами образования твердых продуктов.

8. Рекомендуются пользоваться только сухим ферросилицием, так как сырой ферросилиций приводит к образованию твердых продуктов. Сырой ферросилиций следует просушивать.

9. Газогенератор АВГ-40, имеющий меньший объем, рациональнее использовать для наполнения водородом оболочек № 100.

10. Добавки алюминия от 5 до 15% вполне пригодны для получения водорода в газогенераторах типа Г-3, работающих при нормальном атмосферном давлении.

11. Преимущества нового способа получения водорода заключаются в следующем:

а) реакция идет более спокойно, чем при работе с одним алюминием;

б) отпадает необходимость в подогреве воды;

в) управлять реакцией добавками алюминия значительно легче и удобнее, чем подогревом воды;

г) в результате реакции не образуется твердых продуктов, что упрощает чистку газогенератора и значительно экономит время газодобыывания;

д) отпадает необходимость в постройке водогрейных помещений;

е) стоимость химикатов, применяемых при газодобыывании, остается почти такой же, как и при силиколевом методе;

ж) снижается на 10—15% расход едкого натра.

В заключение можно сказать, что предлагаемый алюмосиликолевый способ получения водорода, сохраняя простоту и дешевизну силиколевого способа, избавлен от его недостатков и поэтому еще более экономичен и удобен в работе.

ЛИТЕРАТУРА

1. Аскалонов В. В. Силикатизация лессовых грунтов. Гостехиздат, М., 1959.
2. Григорьев П. Н. Растворимое стекло. Гизлегпром, 1938.
3. Григорьев П. Н., Матвеев М. А. Растворимое стекло. Гизлегпром, М., 1956.
4. Егорова Е. Н. Методы выделения кремневой кислоты и аналитического определения кремнезема. Изд-во АН СССР, 1959.
5. Елютин В. П., Павлов Ю. А., Левин Б. Е. Производство ферросплавов. Гизлегпром, М., 1951.
6. Курнаков Н. С., Уразов Г. Г. Ядовитые свойства продажных сортов ферросилиция. Горный журнал, № 9, 1914.
7. Лепинь Л., Тетере А., Шмидт А. О взаимодействии алюминия с водой. ДАН СССР, XXXVII, № 5, 1953.
8. Младенцев М. Н. Памяти А. И. Горбова. „Природа“, № 12, 1939.
9. Наставление по обеспечению водородом гидрометеорологических станций. Гидрометеониздат, 1957.
10. Некрасов Б. Н. Курс общей химии. ГХИ, М. — Л., 1952.
11. Окатов А. П. Александр Иванович Горбов. Журнал прикладной химии, т. 12, вып. 6, 1939.
12. Пиказин Я. С., Платонов М. С., Попов Е. А. Авторское свидетельство 3518, 1939.
13. Пиказин Я. С. Авторское свидетельство 16948, 1953.
14. Пиказин Я. С., Булашевич Е. А. Авторское свидетельство 111165, 1957.
15. Соколов С. И. Инструкция по добыыванию водорода на аэрологических станциях взаимодействием алюминия с водой в присутствии щелочи. Изд-во „Морской транспорт“, Л., 1958.
16. Тищенко В. Е., Горбов А. И. Журнал прикладной химии, т. 7, вып. 8, 1934.
17. Техническая энциклопедия, т. 4. Газ для воздухоплавания. Изд-во Главной техн. энциклопедии и словарей, 1937.
18. Херд Д. Введение в химию гидридов. ИЛ, М., 1955.
19. Riche A. Untersuchungen über Aluminium Legierungen. Chem. Centr., 1, 321, 1895.

ОПРЕДЕЛЕНИЕ МАГНИЯ В РАСТВОРАХ МЕТОДОМ ПЛАМЕННОЙ ФОТОМЕТРИИ

В статье описана методика определения в растворах малых концентраций магния. Методика предназначена для анализа состава атмосферных осадков.

Чувствительность определения магния при возбуждении его в пламени сравнительно невелика и сильно колеблется в зависимости от используемой аппаратуры и вида пламени [1—7]. Наибольшие величины чувствительности были получены в работах [6], [7] с применением кислородно-ацетиленового и кислородно-водородного пламени. В некоторых работах [6] авторы для повышения температуры пламени вводили дополнительно в анализируемый раствор органические растворители (ацетон, спирт и др.), что вызывало увеличение чувствительности метода. Определяемые концентрации магния при этом достигали величин порядка 2,5—5 мг/л.

В данной работе предлагается методика определения малых количеств магния (до 0,5 мг/л) в воздушно-ацетиленовом пламени с использованием обычной стеклянной горелки.

В качестве спектрального прибора был взят светосильный монохроматор с дифракционной решеткой. Спектр регистрировался фотоэлектрическим способом.

Анализ магния в пламени более сложен, чем анализ щелочных элементов, а также и кальция. Трудность заключается прежде всего в том, что линии магния в пламени менее чувствительны, чем линии щелочных элементов. Кроме того, при возбуждении магния пламенем в спектре появляются молекулярные полосы таких соединений, как MgO и $Mg(OH)_2$, повышающие фон пламени и тем самым затрудняющие определение магния. При этом, если учесть сравнительно небольшую интенсивность линий магния, разница между излучением фона и излучением линии сравнительно невелика, что в свою очередь вызывает необходимость применения чувствительных приемников излучения.

В ацетиленово-воздушном пламени магний дает ряд линий и молекулярных полос (285,2, 384 и 370,5 $m\mu$), из которых наиболее интенсивной является резонансная линия 285,2 $m\mu$, расположенная в ультрафиолетовой области спектра.

С учетом этих трудностей была собрана установка, основные детали конструкции которой были разработаны в НИФИ ЛГУ. Описание блок-схемы, схемы усилителя и общую схему питания распылителя и горелки можно найти в работах [8, 9, 10].

Необходимый участок спектра выделялся дифракционным монохроматором ДС-750. Монохроматор ДС-750, устройство которого показано на рис. 1, имеет два вогнутых зеркала 4, 5 с $f=750$ мм, в фокусах которых расположены входная и выходная щели 2, 3 прибора.

Свет от источника возбуждения через щель 2 попадает на зеркало 4, откуда параллельный пучок света направляется к решетке 6. Диспергированный свет с помощью зеркала 5 фокусируется на выходную щель 3 прибора. В нашем случае использовалась дифракционная решетка с 1200 штр/мм² и с заштрихованной площадью 80 × 110 мм². Максимум интенсивности для этого экземпляра решетки находится в первом порядке ультрафиолетовой части спектра. Установка аналитической линии на выходную щель прибора осуществлялась поворотом решетки вокруг вертикальной оси.

Основные данные прибора ДС-750 следующие: угловая дисперсия

$$12 \cdot 10^{-4} \frac{\text{радиан}}{\text{Å}} \text{ линейная дисперсия — } 7 \frac{\text{Å}}{\text{мм}},$$

светосила монохроматора — 0,09, разрешающая способность — 132 000.

Как видно из приведенных данных, дисперсия монохроматора имеет сравнительно большую величину, что дает возможность работать с довольно широкими щелями. Ширина входной щели составляла 0,25 мм, ширина выходной — 0,2 мм.

Регистрация излучения в ультрафиолетовой части спектра производилась с помощью ФЭУ-18. Было испробовано несколько ФЭУ-18 с разными параметрами и выбран тот из них, который давал наибольшие отклонения для данной концентрации и минимальные флуктуации. Этим же соображением руководствовались при подборе питания фотоумножителя.

Питание фотоумножителя производилось от стабилизированного выпрямителя типа ВС-9. Анодное напряжение на усилитель (200 в) подавалось от стабилизированного блока „Сирень“, питание накала (6 в) — от аккумуляторов. Сигнал от фотоумножителя поступал на усилитель постоянного тока 8. Ток регистрировался микроамперметром типа М-194.

Как уже упоминалось выше, для возбуждения спектра магния использовалось ацетилено-воздушное пламя. Давление ацетилена и воздуха поддерживалось постоянным с помощью редукторов и более точно контролировалось водяными манометрами.

В конструкцию горелки были внесены небольшие (по сравнению с ранее описанной [10]) изменения. При подборе наилучших условий возбуждения для магния была установлена некоторая зависимость чувствительности определения и стабильности горения пламени от формы наконечника горелки. В наших условиях наиболее пригодными оказались металлические наконечники щелевого типа. Использование их приводило к значительному снижению колебаний пламени.

Для определения магния в значительно большей степени, чем для щелочных элементов и кальция, необходим правильный выбор зоны пламени, в которой следует вести анализ. Нужно отметить, что расстояние этой зоны от верхнего конца наконечника зависит

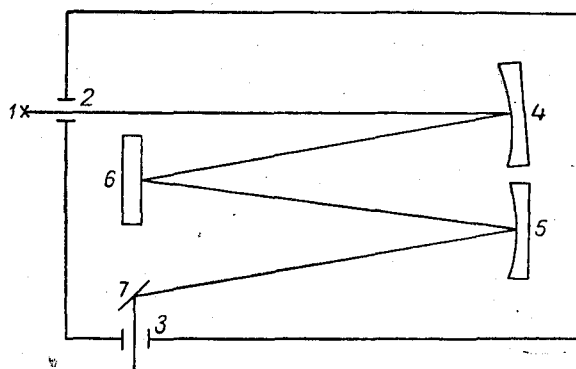


Рис. 1. Схема дифракционного монохроматора ДС-750.

1 — источник света, 2 — входная щель, 3 — выходная щель, 4, 5 и 7 — зеркала, 6 — дифракционная решетка.

от такого фактора, как соотношение давлений ацетилена и воздуха в горелке.

При работе горелка устанавливалась на расстоянии 4 см от щели монохроматора, и зона, в которой производился анализ, находилась на высоте 3—4 мм от внутреннего конуса пламени. Соотношение ацетилена и воздуха подбиралось экспериментально.

Известно [10], что интенсивность наиболее чувствительной линии магния 285,2 нм сильно зависит также и от соотношения поступающих в пламя ацетилена и воздуха.

Большое внимание в исследованиях было уделено устранению флюктуаций пламени, которые достигают сравнительно большой величины в пламени, богатом углеродом (в этих условиях горения интенсивность линии магния 285,2 нм имеет максимальное

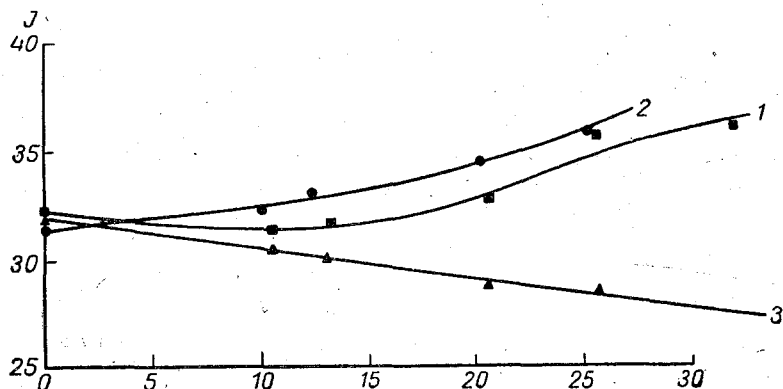


Рис. 2. Влияние Na (1), K (2) и Ca (3) на интенсивность излучения магния (2,5 мг/л).

значение). Было установлено, что флюктуации в основном связаны с загрязнениями ацетилена.

В результате тщательного подбора условий эксперимента для концентрации магния 10 мг/л были получены на регистрирующем приборе со шкалой 75 мка отклонения порядка 40 делений.

Для определения минимально обнаруживаемой концентрации магния были составлены растворы, содержащие 2,5, 1 и 0,5 мг/л этого элемента. Раствор 2,5 мг/л давал отклонение 10—11 делений, раствор 1 мг/л — 3—4 деления, и раствор с концентрацией 0,5 мг/л давал отклонение в пределах ошибки измерений.

Поскольку такой предел обнаруженной концентрации (1 мг/л) недостаточен при определении магния в атмосферных осадках, необходимо было увеличить чувствительность определения магния каким-либо косвенным методом. Для этой цели был выбран метод добавок [11], хотя заранее было известно, что точность определения искомой концентрации уменьшится, а время для проведения единичного измерения увеличится.

Исследуемый раствор приготавливался из соли $MgSO_4$ концентрации 0,5 мг/л, затем брались 4 части по 30 мл и к каждой части добавлялось по 15 мл стандартных растворов: 2,5, 5, 7,5 и 10 мг/л магния.

При концентрации магния до 10 мг/л самопоглощения линии 285,2 нм нет [10] и зависимость интенсивности ее излучения от концентрации будет линейная: $I = ac$. Затем по четырем измерениям

строился график и экстраполировался до пересечения с осью абсцисс (табл. 1).

Поскольку в состав атмосферных осадков, кроме магния, входят в заметных количествах Na, K и Ca и определение их предполагалось делать на той же самой установке, то исследовалось также влияние этих элементов на интенсивность излучения магния.

Концентрации растворов Na, K, Ca были близки к среднему содержанию их в атмосферных осадках. Кроме того, было приготовлено несколько растворов с повышенным содержанием их, а именно 20, 25 и 40 мг/л. Это было необходимо для воспроизведения дальнейшего хода зависимости излучения магния от содержания в растворе Na, K и Ca. Результаты измерений представлены на рис. 2.

Натрий в области концентраций от 0 до 20 мг/л практически не влияет на интенсивность излучения магния. При концентрациях выше 20 мг/л наблюдается постепенное увеличение интенсивности линии магния.

Таблица 1

Результаты определения Mg в растворе постоянной концентрации 0,5 мг/л

Найденная концентрация (мг/л)	Относительная ошибка (%)	Найденная концентрация (мг/л)	Относительная ошибка (%)
0,56	+12	0,45	-10
0,46	-8	0,55	+10
0,54	+8	0,46	-8
0,57	+14	0,54	+8
0,55	+10	0,56	+12
0,57	+14	0,44	-12
0,43	-14	0,57	+14
0,57	+14	0,45	-10
0,56	+12	0,56	+12
0,56	+12	0,46	-8
		0,56	+12

Калий вызывал аналогичный ход изменения интенсивности излучения магния в тех же областях концентраций.

Согласно большинству литературных данных, следовало бы ожидать увеличения интенсивности излучения магния в присутствии кальция. В некоторых же работах [11] указывается отрицательное влияние кальция на интенсивность излучения магния. В нашей работе, так же как и в опытах Е. Кнутсона [11], наблюдалось уменьшение интенсивности линии 285,2 мμ при добавлении кальция.

При концентрации магния 0,5 мг/л средняя относительная ошибка в случае использования метода добавок составляет сравнительно большую величину ($\pm 11\%$). С уменьшением концентрации ошибка определения увеличивается.

Таким образом, за минимальную концентрацию Mg, определяемую данным методом, можно считать 0,5 мг/л.

Заключение

На основании полученных данных можно сделать следующие выводы.

1. Как показали наши исследования, в условиях описанного выше эксперимента минимально определяемая концентрация магния пламенно-фотометрическим методом составляет $5 \cdot 10^{-5} \%$.

При работе в пределах концентраций до $2 \cdot 10^{-40} \%$ ошибка определений составляет от ± 5 до $\pm 7\%$. Для меньших концентраций ошибка возрастает и при $5 \cdot 10^{-50} \%$ достигает $\pm 11\%$.

2. Имеет место взаимное влияние щелочных и щелочно-земельных элементов, которое, по-видимому, сказывается на точности определения магния в атмосферных осадках.

Работа выполнена в спектральной лаборатории НИФИ ЛГУ.
Авторы приносят глубокую благодарность проф. А. Н. Зайделю за оказанную помощь

ЛИТЕРАТУРА

1. Полуэктов Н. С. Методы анализа по фотометрии пламени. Госхимиздат, М., 1959.
2. Fink A. Die Verwendung alkoholischer Losungen bei der flammenphotometrischen Analyse. Mikrochem. Acta, 314, 1955.
3. Vallee B. L. Simultaneous determination of sodium, potassium, calcium, magnesium and strontium by a new multichannel flame spectrometer. Nature, 174, 1050, 1950.
4. Jilbert P. T., Howes R. C. and Beckman A. O. Beckman Flame spectrophotometer. Anal. Chem., 22, 772, 1950.
5. Whisman M., Eccleston B. H. Flame spectra of twenty metals using a recording flame spectrophotometer. Anal. Chem., 97, 1861, 1955.
6. Русанов А. К., Бодунков Б. И. Количественный спектральный метод определения щелочных и щелочно-земельных элементов. Заводская лаборатория, т. 5, 841, 1936.
7. Иванов Д. Н. Применение интерференционных светофильтров к определению натрия и калия в почвах. Почвоведение, № 1, 1953.
8. Ошерович А. Л., Павлова Е. Н., Родионов С. Ф. и Финскова Л. М. О фотоэлектрической фотометрии малых световых потоков. Журн. технич. физики. 19, 2, 184. 1949.
9. Ошерович А. Л. и Шейнина Г. А. Пламенный высокочувствительный спектрофотометр с фотоумножителем. Заводская лаборатория, 3, 362, 1959.
10. Зайдель А. Н. и Туркин Ю. И. Спектральный анализ атмосферных осадков. Труды ГГО, вып. 93, 1959.
11. Karin, Knutson E. Flame-photometric Determination of Magnesium in Plant Material, Analyst, 82, 241, 1957.
12. Винниченко Э. Н., Зайдель А. Н. и Калитеевский Н. И. Применение метода добавок в спектральном анализе, Вестник ЛГУ, 11, 119, 1954.

О ВЛИЯНИИ МЕСТНОЙ АДВЕКЦИИ ВЛАГИ НА РЕЗУЛЬТАТЫ НАБЛЮДЕНИЙ ЗА ИСПАРЕНИЕМ¹

В статье рассматривается физическая сущность влияния местной адвекции влаги на результаты наблюдений за испарением посредством диффузионного метода в теплый период.

В последние годы было установлено, что в большинстве пунктов наблюдений за испарением, расположенных в засушливой зоне, градиентный метод определения испарения не дает удовлетворительных результатов. Более того, в ряде пунктов (например, в Елшанке, Оренбургской области) месячные суммы испарения в летний период получаются отрицательными, что является абсурдом. Происходит это потому, что летом днем в слое воздуха 0,2—2,0 м часто наблюдаются отрицательные градиенты влажности (Δe), хотя испарение при этом не прекращается, а для конденсации условий нет.

Физическое объяснение этого явления было дано автором еще в 1955 г. В настоящее время с ним столкнулись многие исследователи, изучающие испарение, но в литературе этот вопрос не освещен. Поэтому представляется целесообразным рассмотреть несколько подробнее физическую сущность этого явления.

Обработка материалов градиентных наблюдений показала, что отрицательные градиенты влажности при продолжающемся испарении наблюдаются только при наличии местной адвекции влаги, причем одновременно отмечаются большие сверхадиабатические градиенты температуры. Местная адвекция влаги является следствием влажностной неоднородности испаряющей поверхности, что в свою очередь вызывается различной интенсивностью транспирации у разных растений.

Перегретые нижние слои воздуха в условиях сверхадиабатических градиентов температуры воздуха отрываются от поверхности небольшими частями, которые, как более легкие, поднимаются вверх, а на их место сверху поступают более холодные струйки. Поскольку отрывающиеся от испаряющей поверхности перегретые объемы воздуха одновременно и более влажны, поток влаги от земли имеет вертикальную составляющую.

Скорость и направление движения объемов воздуха (вихрей), оторвавшихся от некоторой точки испаряющей поверхности (рис. 1), будут меняться по мере их подъема вверх. Среднее статистическое направление и величина вектора скорости в струе, несущей поток влаги от рассматриваемой точки испаряющей поверхности, опреде-

¹ Ряд положений статьи противоречит принятым взглядам на процесс турбулентного обмена, вследствие чего статья публикуется в порядке дискуссии. (Ред.)

делится вектором C (рис. 1), касательным к средней статистической кривой траектории потока. Этот вектор имеет две составляющие: вертикальную A , обусловленную действием архимедовых сил, и горизонтальную, равную средней скорости ветра $\bar{u}$ на данном уровне. Поскольку скорость ветра $\bar{u}$ у земли равна нулю, а с высотой она нарастает, направление вектора C по мере увеличения высоты меняется от вертикального у земли до все более приближающегося к горизонтальному с увеличением высоты. Слой, где $\bar{u} \ll A$ и где, следовательно, поток влаги стимулируется главным образом архимедовыми силами, можно, вероятно, отождествить с первым слоем.

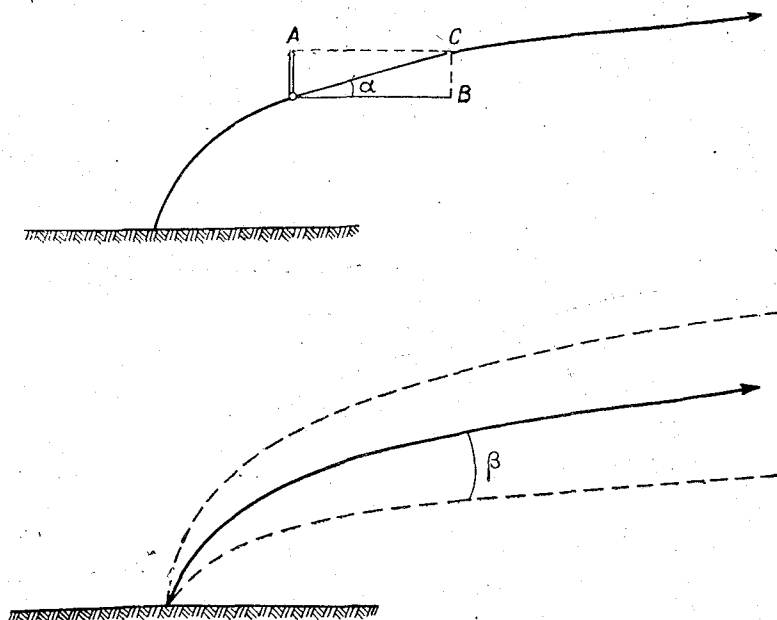


Рис. 1. Схема формирования потока влаги от некоторой части испаряющей поверхности.

C — поток влаги, A и B — его вертикальная и горизонтальная компоненты, сплошная кривая — ось конуса рассеивания, пунктирные кривые — его границы, α — угол между векторами C и горизонталью; β — угловой радиус конуса рассеивания.

С ростом высоты z величина A резко уменьшается, так как уменьшаются градиенты температуры, а величина $\bar{u}$ растет, вследствие чего средний путь частиц воздуха, оторвавшихся от испаряющей поверхности, будет иметь вид, изображенный сплошной кривой на рис. 1. Угол α наклона вектора C к горизонту определится соотношением

$$\operatorname{tg} \alpha = \frac{A}{\bar{u}}.$$

Очень важно подчеркнуть, что указанные направления вектора C являются средними за некоторый интервал времени статистическими направлениями из совокупности направлений отдельных объемов воздуха разного размера, начавших свой путь из одной и той же точки испаряющей поверхности (т.е. объемов одинакового происхождения).

Термическая и динамическая турбулентность рассеивает свойства

потоков около средних направлений по вероятностным законам, образуя вокруг средних направлений конус рассеивания свойств потока, изображенный на рис. 1 пунктирными линиями, с углом рассеивания $\beta = \frac{u'}{u}$, где u' — максимальная вертикальная составляющая пульсаций скорости ветра.

Представленная схема аналогична схеме распространения примеси в турбулентном потоке от точечного непрерывно действующего источника ее, рассмотренной О. Г. Сеттоном [1]. Отличие заключается лишь в том, что здесь необходимо учитывать влияние архимедовой силы, которое приводит к искривлению среднего пути движения объемов воздуха, оторвавшихся от источника примеси (влаги), являющегося элементом испаряющей поверхности, а также приводит к изменению угла рассеивания β при удалении от источника.

Согласно Сеттону, концентрация примеси x (в нашем случае — влаги) внутри конуса рассеивания подчиняется нормальному закону распределения. Величина x пропорциональна начальной концентрации влаги Q в исходной точке и является функцией расстояния x от

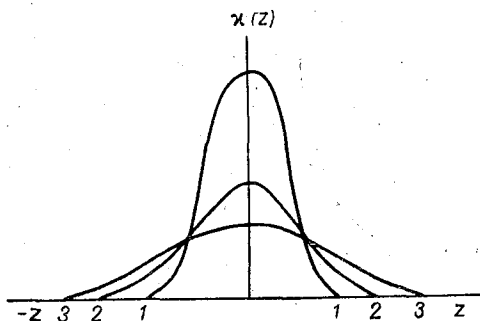


Рис. 2. Кривые распределения концентрации влаги в разных сечениях конуса рассеивания.

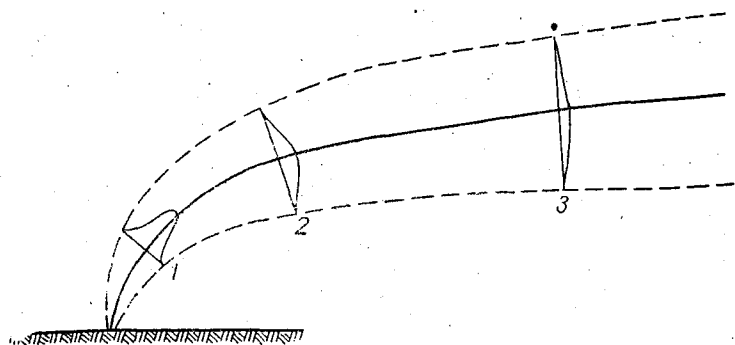


Рис. 3. Трансформация кривых распределения концентрации влаги по мере удаления от источника.

этой исходной точки и расстояния z от оси конуса рассеивания по нормали к последней. На рис. 2 в точках 1, 2 и 3, расположенных на разных расстояниях x от источника, изображены кривые распределения концентрации влаги x вдоль осей z в каждой из точек, перпендикулярных к оси конуса рассеивания. Трансформация кривых распределения по мере удаления от источника изображена на рис. 3 для тех же точек 1, 2 и 3, но в другом масштабе. Отрицательные значения оси z считаются направленными в сторону выпуклости оси конуса рассеивания. Ясно, что в любом сечении конуса рассеивания концентрация влаги максимальна на оси конуса и равна нулю на его границах. За пределами конуса рассеивания влаги данного происхождения нет. По Сеттону, концентрация примеси на оси конуса рас-

сеивания $x_0 = \frac{Q}{4\pi k x}$, где k — коэффициент обмена. Отсюда следует, что

$$\frac{\partial x_0}{\partial x} = -\frac{Q}{4\pi k} \frac{1}{x^2}, \quad (1)$$

т. е. градиенты влаги вдоль оси потока убывают обратно пропорционально квадрату расстояния от источника. Градиенты влаги перпендикулярно оси конуса рассеивания, по Сеттону, также уменьшаются пропорционально квадрату расстояния от источника. В нашем случае они оказываются еще обратно пропорциональными $\operatorname{tg} \beta$. Дей-

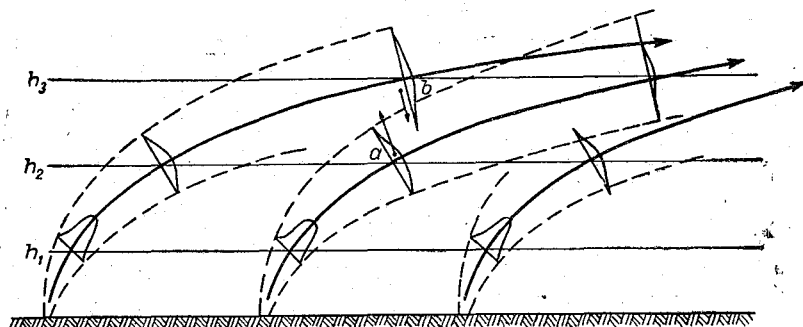


Рис. 4. Схема формирования суммарных вертикальных градиентов влажности в случае однородной испаряющей поверхности.

ствительно, среднее значение градиента влажности поперек конуса рассеивания $\frac{\partial x}{\partial z}$ приближенно выражается соотношением

$$\overline{\frac{\partial x}{\partial z}} \approx \frac{x_0 - x_1}{z_0 - z_1}, \quad (2)$$

где x_0 — концентрация влаги на оси $\left(\frac{Q}{4\pi k x}\right)$, x_1 — то же на внешней границе конуса рассеивания, а $z_0 - z_1$ — радиус конуса рассеивания в данной точке, приближенно равный $x \operatorname{tg} \beta$. Отсюда

$$\overline{\frac{\partial x}{\partial z}} \approx \left(\frac{Q}{4\pi k x} - 0\right), x \operatorname{tg} \beta = \frac{Q}{4\pi k x^2 \operatorname{tg} \beta}. \quad (3)$$

Таким образом, градиенты, измеренные дальше от источника („старые“ градиенты), всегда меньше градиентов, измеренных ближе к источнику („молодых“ градиентов). Это представлено наглядно на рис. 2 и 3.

При влажностной и температурной однородности испаряющей поверхности (рис. 4) она может быть разбита на множество одинаковых, рядом расположенных точечных источников с подобными конусами рассеивания. Поскольку конусы рассеивания подобны, везде на одинаковых уровнях будут одинаковые градиенты, на более низком уровне — более молодые, на более высоком — более старые. Из этой схемы видно, что вертикальные градиенты влажности, измеренные в таком суммарном потоке, будут сложными. Они будут включать в себя и верхние части одних конусов рассеивания, где градиенты положительны (точка a), и нижние части других, соседних конусов рассеивания (точка b), где градиенты влажности отрицательны. Однако всюду более старые градиенты, перпендикуляр-

ные потоку, расположены над более молодыми градиентами соседних потоков. Поэтому всюду суммарные градиенты, измеренные перпендикулярно потокам, будут положительны, так как отрицательные слагающие наложившихся друг на друга градиентов соседних конусов рассеивания всегда меньше положительных слагающих (или „вкладов“). Поэтому везде будут наблюдаться одинаковые вертикальные градиенты влажности.

Совершенно другая картина будет наблюдаться в том случае, если испаряющая поверхность неоднородна, т. е. если интенсивность испарения с разных ее участков различна. Именно такие условия

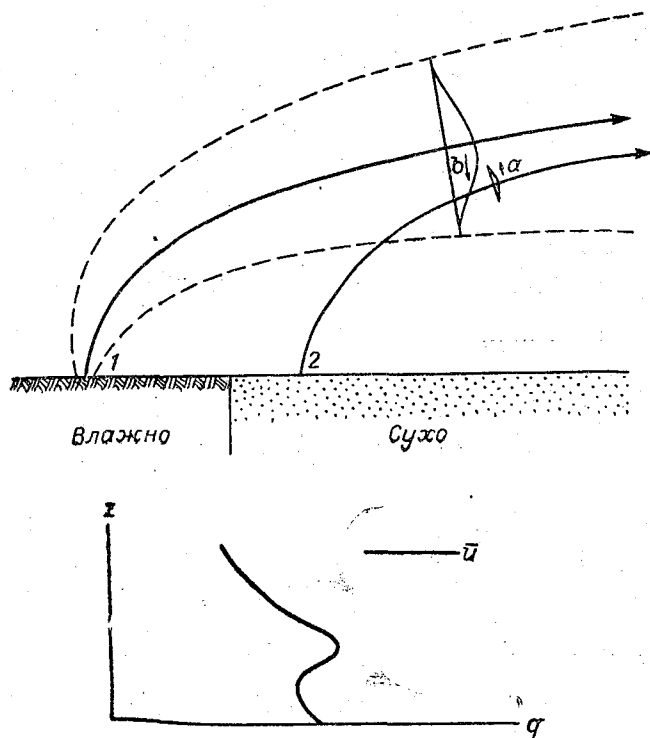


Рис. 5. Схема формирования суммарных вертикальных градиентов влажности в случае неоднородной испаряющей поверхности.

1 — конус рассеивания более влажного потока, 2 — конус рассеивания более сухого потока.

наблюдаются, как правило, в засушливой зоне летом, по-видимому, вследствие неодинаковой интенсивности транспирации разных растений. Значения Q для каждого точечного источника будут в этом случае различны. Поэтому в некоторых местах будет формироваться такое пространственное распределение влажности, что старые градиенты более влажного потока окажутся больше молодых градиентов более сухого потока (рис. 5). В этом случае вертикальные градиенты влажности будут уже отрицательными, хотя испарение из всех источников продолжается.

В зоне смешения конусов 1 (влажного) и 2 (сухого) преобладают отрицательные градиенты первого потока. Однако ниже нижней границы первого конуса рассеивания они здесь не опускаются, вследствие чего испарение в точке 2 продолжается беспрепятственно

и независимо от испарения в точке 1; при этом градиенты в зоне точки 2 положительны.

До тех пор пока $\alpha > \beta$, нижняя граница конуса рассеивания с увеличением расстояния от источника вдоль направления ветра будет удаляться от испаряющей поверхности вверх. Это значит, что более влажный воздух конуса рассеивания 1 не оказывает влияния на испарение с „сухой“ поверхности. Так как $\operatorname{tg} \alpha = \frac{A}{u}$, а $\operatorname{tg} \beta = \frac{u'}{u}$,

то в этих условиях, т. е. при $\alpha > \beta$, величина $A > u'$. При больших расстояниях от источника снова наступает момент, когда $u' > A$ (так как A данной массы с удалением от источника непрерывно убывает вследствие перемешивания), и тогда отрицательные градиенты потока 1 могут снова достигнуть земли в холодных струях, но они будут при этом настолько старыми и ничтожными по величине, что их влияние на нижележащие положительные градиенты влажности проследить уже невозможно. Отсюда очевидна разница между адвекцией вообще и местной адвекцией. Местная адвекция имеет ограниченную зону влияния.

Так как A при наличии сверхадиабатических градиентов температуры с приближением к поверхности почвы увеличивается, а u' , наоборот, убывает до нуля, то очевидно, что где-то должен быть уровень, ниже которого соблюдается условие $A > u'$. Отсюда ясно, что появление отрицательных градиентов влажности при продолжающемся испарении есть следствие местной адвекции влаги при сверхадиабатических градиентах температуры.

Этот вывод был сделан автором еще в 1955 г. В настоящее время он подтвержден многочисленными экспериментальными данными многих станций юго-востока Европейской территории СССР. Действительно, отрицательные градиенты влажности при продолжающемся испарении наблюдаются, как правило, в 10, 13 и 16 час. жарких летних дней при сверхадиабатических градиентах температуры и при наличии местной адвекции влаги. При этом часто наблюдается даже суховейный режим, температура воздуха доходит до 25–30°, а относительная влажность опускается ниже 30%.

Важно заметить, что явление местной адвекции влаги часто становится процессом стационарным, действующим ежедневно в течение многих часов дня, вследствие чего даже среднемесячные величины градиентов влажности получаются отрицательными.

Возникает вполне естественный вопрос: что же следует предпринять для правильного измерения градиентов влажности в условиях местной адвекции? Не решив этого вопроса, невозможно сколько-нибудь заметно продвинуться в деле изучения испарения и теплового баланса в условиях засушливого климата. Очевидно, необходимы совместные усилия ряда исследователей. Можно пока лишь грубо наметить возможные пути решения этой очень сложной проблемы.

Первым вариантом решения является измерение градиентов влажности выше того слоя, где имеет влияние местная адвекция. Это очень сложный путь, требующий специальных дорогих сооружений, интегральной характеристики ряда элементов (температуры почвы, радиационного баланса) и сдвига по ветру зоны наблюдения градиентов от зоны измерения температуры поверхности почвы и на глубинах.

Вторым вариантом решения является измерение градиентов влажности в слое, где $A > u'$. Это тоже сложный вариант, требующий большой точности приборов и специальных исследований характеристик величин A и u' .

Третьим возможным вариантом решения является измерение градиентов не поперек потока (не вертикально), а вдоль вектора C . Этот вариант также требует специальной аппаратуры и специальных исследований характеристик A и u' .

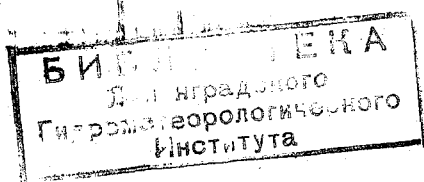
Возможны, по-видимому, и другие решения. Одно несомненно: необходимо найти способ учета влияния местной адвекции или способ избежать его влияния на результаты наблюдений. На решение этого вопроса должно быть направлено внимание специалистов по испарению и тепловому балансу.

ЛИТЕРАТУРА

1. Сеттон О. Г. Микрометеорология. Гидрометеиздат, Л., 1958.
2. Курс метеорологии. Под ред. П. Н. Тверского. Гидрометеиздат, Л., 1951.
3. Будыко М. И. Испарение в естественных условиях. Гидрометеиздат, Л., 1948.
4. Константинов А. Р. Поправка к вертикальному градиенту температуры при расчете турбулентного теплообмена подстилающей поверхности с атмосферой. Метеорол. и гидрол., № 1, 1953.

СОДЕРЖАНИЕ

	Стр.
Д. Л. Лайхтман и Р. Л. Каган. Некоторые вопросы рационализации снегосъемок	3
А. В. Дунаева, М. С. Занина и А. М. Цыганова. Изучение пространственной изменчивости характеристик снежного покрова . .	19
М. В. Гущина и Т. С. Трифонова. Об изменчивости характеристик снежного покрова во времени и о выборе интервалов между снегосъемками	26
И. А. Берлин. Применение графического метода сопоставления метеорологических элементов для анализа материалов наблюдений	42
Н. Я. Каулин. Об измерении скорости ветра	48
Н. П. Фатеев. Измерение температуры поверхности почвы радиационно-нулевым методом	59
Л. Ш. Волохонский и Л. Р. Струзер. Ротационный измеритель вектора скорости сплошных сред	64
Е. Т. Рыбаков и Я. С. Пиказин. Усовершенствование метода получения водорода для аэрологических целей	73
Ю. И. Туркин и П. Ф. Свистов. Определение магния в растворах методом пламенной фотометрии	86
Л. В. Дубровин. О влиянии местной адвекции влаги на результаты наблюдений за испарением	91



Редактор *В. С. Протопопов* Техн. редактор *А. Н. Сергеев*
 Корректоры *В. В. Мамедова* и *Н. И. Оршер*

Сдано в набор 28/III 1960 г. Подписано к печати 8/VII 1960 г.
 Бумага 70 × 108¹/₁₆. Бум. л. 3,13 Печ. л. 8,56 Уч.-изд. л. 8,60
 Тираж 1350 экз. М-46574 Индекс МЛ-129

Гидрометеорологическое издательство. Ленинград, В-53, 2-я линия, д. № 23.
 Заказ № 544. Цена 6 руб. С 1 января 1961 г. цена 60 коп.

Типография им. Володарского Лениздата, Ленинград, Фонтанка 57