

ГОСУДАРСТВЕННЫЙ КОМИТЕТ СССР  
ПО ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИИ И КОНТРОЛЮ  
ПРИРОДНОЙ СРЕДЫ

ТРУДЫ  
ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ  
ГЛАВНОЙ ГЕОФИЗИЧЕСКОЙ ОБСЕРВАТОРИИ  
им. А. И. ВОЕЙКОВА

*Выпуск*

**444**

ФИЗИКА ПОГРАНИЧНОГО СЛОЯ  
АТМОСФЕРЫ

Под редакцией  
канд. физ.-мат. наук А. С. ДУБОВА



ЛЕНИНГРАД ГИДРОМЕТЕОИЗДАТ 1980

Приводятся результаты исследований по влиянию изменений характера подстилающей поверхности на метеорологический режим нижних слоев атмосферы. Эти изменения обусловлены появлением нефтяной пленки на поверхности океана, созданием новых водохранилищ, орошаемых оазисов, системы полза- щитных лесополос. Излагаются особенности радиационного режима и режима испарения в северных районах Западной Сибири. Обсуждаются вопросы исполь- зования сплайнов при обработке данных метеорологических наблюдений.

There are given study results on the effect of changes in underlying surface nature on the meteorological regime of lower atmosphere. These changes are caused by the appearance of oil film on oceanic surface, creation of new reser- voirs, irrigated oases, systems of forest shelterbelts. The distinctive features of radiation and evaporation regimes in West Siberia are described. The problems of spline application in meteorological observations processing are discussed.

Ленинградс  
Гидрометеорологический ин-т  
**БИБЛИОТЕКА**  
Л-д 193196, Малоохтенский пр., 93

Ф 20807-046  
069(02)-80 — 27-80(1). 1903040000

© Главная геофизическая обсерватория  
им. А. И. Воейкова (ГГО), 1980 г.

*А. С. Дубов, В. П. Мелешко, Б. Е. Шнееров*

## **ВЛИЯНИЕ КРУПНОМАСШТАБНЫХ ЗАГРЯЗНЕНИЙ НЕФТЯНОЙ ПЛЕНКОЙ НА ГЛОБАЛЬНЫЙ МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЙ РЕЖИМ**

Влияние загрязнения нефтяной пленкой поверхности океана на метеорологический режим изучается в настоящее время весьма активно как теоретически, так и экспериментально. Численные модели, используемые при таком изучении, определяются горизонтальными масштабами загрязнения (километры). Если эти масштабы достаточно малы, то внутренний пограничный слой, возникающий над нефтяным пятном, на которое набегают воздух, характеризуется незначительной толщиной. В силу этого трансформация свойств воздушного потока изучается обычно с помощью приближенных уравнений, описывающих процессы в приземном слое воздуха.

Для загрязнений больших масштабов (десятки километров) возмущающее влияние загрязнения может выйти за пределы слоя постоянных турбулентных потоков и распространиться на всю толщу планетарного пограничного слоя. В этом случае уравнения усложняются, в них учитывается влияние силы Кориолиса, используются иные способы замыкания нелинейной системы исходных уравнений и т. д.

Площади, покрытые пленкой, могут быть настолько большими, что соизмеримы с акваториями морей или отдельных частей океана (например, Северная Атлантика). В этом случае для описания изменений метеорологического режима, которые охватывают уже всю нижнюю тропосферу, приходится использовать систему уравнений, характеризующих формирование структуры общей циркуляции и теплового и влажностного режимов атмосферы в глобальном масштабе. Эти уравнения описывают новые процессы, которые не учитываются в обычных соотношениях пограничного слоя (конденсация, образование облаков и осадков, конвекция и др.).

Для оценки глобальных изменений метеорологического режима под влиянием нефтяных пленок была использована трехуровневая

модель общей циркуляции, разработанная в отделе динамической метеорологии ГГО. Описание этой модели, включая параметризацию основных процессов, формирующих метеорологический режим, и особенности вычислительной технологии изложены в работе [6].

Влияние пленки будет проявляться в изменении нижнего граничного условия. В упомянутой модели температура океана считается заданной. Согласно исследованиям, проведенным в отделе, коротковолновая радиация почти вся поглощается пленкой, но тем не менее в силу незначительности своей толщины пленка за счет этого эффекта не нагревается, а отдает полученное тепло воде через нижнюю границу. Таким образом, энергия коротковолнового излучения солнца практически неизменной попадает в приповерхностный слой воды, но только за счет другого механизма теплопередачи. Альбе́до нефтяных пленок отличается от отражательной способности поверхности океана при отсутствии на ней загрязнения по относительному значению весьма существенно (примерно 4 вместо 2 %). Но коль скоро абсолютные значения альбе́до остаются очень малыми, эти различия практически не сказываются на радиационном балансе подстилающей поверхности. Выполненные оценки [5] свидетельствуют, что некоторое повышение температуры за счет появления пленки мало по сравнению с перепадом температур в толще планетарного пограничного слоя. Поскольку в используемой модели теплообмен океан—атмосфера рассчитывается по этим перепадам, влиянием пленки на температуру поверхности океана можно пренебречь.

Иначе обстоит дело с влажностью. Нефтяная пленка является непроницаемой для водяного пара, поэтому на частях акватории, покрытой пленкой, следует принимать испарение равным нулю.

Таким образом, в качестве нижнего граничного условия в модели для областей, покрытых нефтяной пленкой, задается температура поверхности океана, которая равна температуре незагрязненной поверхности, и испарение принимается равным нулю.

Что касается поля ветра, то оно трансформируется крайне незначительно. Изменение эффективной шероховатости взволнованной поверхности за счет гашения пленкой мелкомасштабных возмущений пренебрежимо мало [4]. Изменение параметра термической устойчивости, связанное с перепадом температур на границах планетарного пограничного слоя, будет так же пренебрежимо мало. Малость вариаций этих факторов и обуславливает практически неизменность профилей средней скорости ветра.

Для количественной оценки влияния нефтяной пленки на глобальный метеорологический режим необходимо задать долю акватории океанов, покрытой такой пленкой. При современной мировой добыче нефти  $2 \cdot 10^9$  т/год ее количество, попадающее в океан, оценивается в  $10^7$  т/год [3]. Время существования этой примеси в океане составляет приблизительно 2—3 месяца, откуда следует, что уже в наше время в океане содержится  $2,5 \cdot 10^6$  т нефти. При удельном весе нефти 0,92 ее содержание в океане может создать пленку толщиной  $10^{-3}$  см на площади порядка  $10^6$  км<sup>2</sup>. Если еще

учесть, что к 1980 г. количество нефти, попадающей в океан, увеличится в 4 раза, то возможная площадь пленки составит  $4 \times 10^6$  км<sup>2</sup>. Для первых оценок максимального влияния пленок на глобальный метеорологический режим условно примем, что вся эта пленка реализуется в Северной Атлантике между широтами 30 и 50°. Площадь этой акватории составляет  $1,6 \cdot 10^7$  км<sup>2</sup>. Таким образом, считается, что 25 % площади Северной Атлантики покрыто пленкой. Выше уже говорилось, что нефтяная пленка может рассматриваться как непроницаемая для водяного пара, откуда следует, что в модельных расчетах в узлах регулярной сетки точек, приходящихся на упомянутую акваторию Северной Атлантики, испарение должно быть уменьшено на 25 %. На остальной акватории Мирового океана испарение считается неизменным.

Таким образом изменение в постановке задачи при расчетах глобального метеорологического режима при наличии пленки сводилось к изменению граничного условия на части поверхности океана, покрытой пленкой. Весь остальной алгоритм расчетов оставался прежним. Вычисления производились для 45 суток с шагом по времени 10 мин примерно для 1500 узлов. Начальными данными служили материалы по распределению метеоэлементов для одного из дней января. Установившийся режим определялся осреднением результатов расчетов за последние 31 сутки. Полученный таким образом новый метеорологический режим сопоставлялся с невозмущенным состоянием при отсутствии пленки. Проводить такое сопоставление для трехмерных полей метеоэлементов было весьма трудно, поэтому в основном проводился анализ распределения по широте осредненных значений искомым характеристик метеорологического режима.

**Осадки.** В силу преобладания зонального переноса в атмосфере в зимнее время наибольшего изменения осадков следовало ожидать в том поясе широт, в котором было задано загрязнение поверхности океана нефтяной пленкой. Максимальное уменьшение зональных осадков имело место над океаном в поясе широт 30—50° и составляло 0,6—0,8 мм/сут. Климатическая норма в условиях чистой воды для января в этих районах составляла 2,0—2,6 мм/сут. Таким образом, загрязнение пленкой привело к уменьшению зональных осадков в указанном поясе широт над океанами примерно на 30 %. В более южных широтах изменение количества осадков было несколько меньше (около 16 %), в более северных — ничтожно мало. Над сушей изменения были малы даже в зоне широт 30—50°. Последнее связано с тем, что в январе в атмосфере над сушей и льдом содержится очень мало влаги, в силу чего здесь наблюдается меньшее количество осадков, чем над океаном. Поэтому и изменения, значительные по относительной величине, в абсолютной шкале имеют малые значения. Возможно, этим же эффектом объясняются малые изменения осадков над замерзшими северными морями.

Из особенностей изменений двумерного поля осадков следует отметить увеличение засушливости (уменьшение осадков)

в Северной Африке (район Сахары). Правда, полученные изменения не превосходят 1 мм/сут, но качественно (см. рис. 1 и 2) этот эффект прослеживается весьма отчетливо.

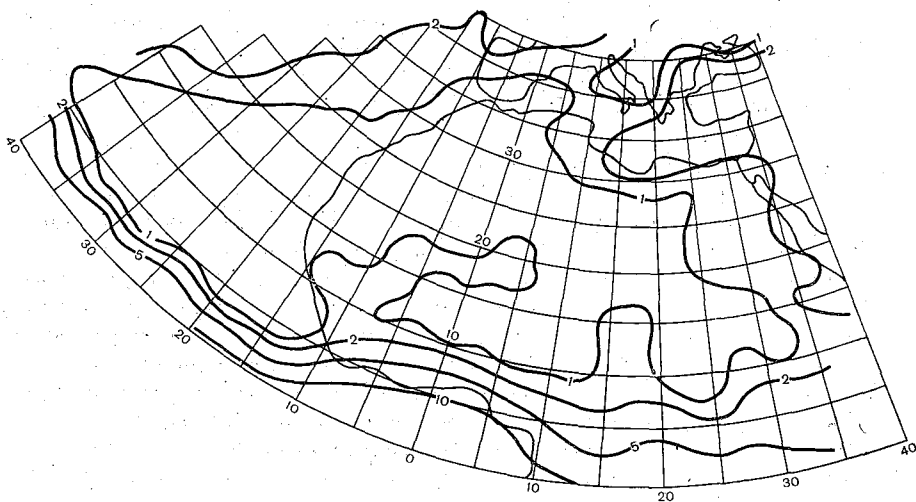


Рис. 1. Распределение осадков в январе над Северной Африкой при отсутствии нефтяной пленки (мм/сут) по данным расчетов [6].

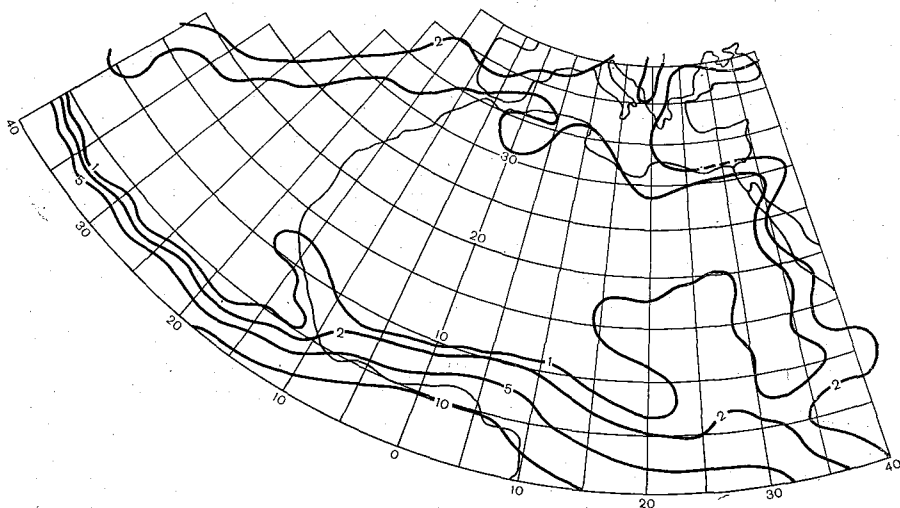


Рис. 2. Рассчитанное распределение осадков в январе для той же территории при загрязнении Северной Атлантики нефтяной пленкой (мм/сут).

**Облачность.** Максимальные изменения получены для нижней облачности: в поясе широт 30—50° (так же как для осадков). Уменьшение доли покрытия небосклона облаками нижнего яруса

в этом поясе широт (разделение на сушу и океан в этом случае не проводилось) составляет 3—6 % при климатической норме около 31 %. Такого же рода изменения получены для пояса широт 50—60° и в районе полюса южнее широты 30°. Зональная нижняя облачность остается практически неизменной. Облачность верхнего яруса во всем полушарии меняется крайне незначительно (примерно на 1 %).

**Температура.** Основные изменения зональной температуры получены на поверхности 850 мбар в поясе широт 30—50° и на поверхности 500 мбар между широтами 45 и 65° (понижение на 0,4—0,8 °C). Максимальные же изменения (похолодание на 1,5—4,8 °C) получены вблизи полюса. К югу от широты 30° изменения на всех высотах практически отсутствуют.

Представляет интерес сопоставить эти результаты с расчетами изменений температуры в тропосфере под влиянием увеличения орошения в бассейне Аральского моря [2]. И в том, и в другом случае температура понижалась, хотя в одном случае [2] испарение с подстилающей поверхности увеличивалось, а в другом — уменьшалось. Объяснением такого положения является следующее. При переходе от пустыни к орошаемому оазису поток тепла в почву остается практически неизменным, поскольку уменьшение вертикального градиента температуры почвы компенсируется увеличением коэффициента теплопроводности. Таким образом, увеличение испарения при незначительно меняющемся радиационном балансе должно привести к уменьшению поступления тепла в атмосферу, т. е. температура воздуха должна понизиться. Это выходолаживание в некоторой степени компенсируется притоком тепла за счет конденсации, что является следствием увеличения осадков, обусловленных ростом поступления влаги в атмосферу. Согласно расчетам [1], в условиях орошения этот компенсирующий эффект на порядок меньше основного, и, таким образом, в тропосфере температура понижается главным образом за счет уменьшения турбулентного потока тепла, вызванного увеличением испарения.

В случае наличия нефтяной пленки на поверхности океана работает другой механизм. Поскольку температура поверхности океана при покрытии такого рода пленкой практически остается постоянной, турбулентный поток тепла изменяется при этом незначительно. Уменьшение испарения (опять же при мало меняющемся радиационном балансе) приведет к увеличению потока тепла в океан. Дело в том, что незначительное увеличение температуры пленки пренебрежимо мало по сравнению с перепадом температуры в пограничном слое атмосферы и вполне соизмеримо с перепадом температуры в приповерхностном слое воды. Следовательно, изменение теплового баланса в этом случае приводит к притоку тепла к океану, а не к атмосфере. Нарушение температурного режима тропосферы будет в этой ситуации определяться притоками тепла за счет конденсации. Уменьшение поступления влаги в атмосферу вследствие уменьшения испарения с поверхности океана

приведет к уменьшению осадков и, следовательно, притока тепла за счет конденсации, что вызовет понижение температуры.

Таким образом, в случае нефтяных пленок понижение температуры в тропосфере обусловлено главным образом уменьшением тепла конденсации, что связано с уменьшением притока влаги в атмосферу (испарение с поверхности океана).

**Влажность.** Изменения зональной удельной влажности под влиянием нефтяной пленки на поверхностях 150 и 500 мбар практически не прослеживаются. На поверхности 850 мбар эти изменения максимальны в поясе широт 30—50° и соответствуют уменьшению удельной влажности на 0,2—0,6 г/кг. Можно считать, что вне этих широт удельная влажность не меняется. Поле изменения зональной относительной влажности носит более пестрый характер. Поскольку эта характеристика связана и с полем температуры, изменения относительной влажности часто меняют знак.

Анализ двухмерных полей изменений метеозлементов в масштабах полушария под влиянием загрязнения Северной Атлантики будет проведен в последующем.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Дроздов О. А. Влияние хозяйственной деятельности человека на влагооборот.— Труды ГГО, 1974, вып. 316, с. 83—103.
2. Дубов А. С. О влиянии переброски части стока сибирских рек на термический режим процессов планетарного масштаба.— Труды ГГО, 1975, вып. 326, с. 43—50.
3. Нельсон-Смит А. Нефть и экология моря.— М.: Прогресс, 1977.— 298 с.
4. Результаты наблюдений в приземном слое воздуха при наличии загрязнений водной поверхности/Н. З. Ариель, Р. С. Бортковский, Э. К. Бютнер, И. И. Иванова.— Труды ГГО, 1977, вып. 398, с. 15—23.
5. Шевелева Т. Ю., Кропоткин М. А. Влияние пленки нефти на температуру водной поверхности.— Труды ГГО, 1977, вып. 399, с. 128—135.
6. Meleshko V. P. et al. Simulation of January climate with MGO model. Proceedings of the International Conference on climate models (3—4 april 1978, Washington). GARP Publications Series, Geneva, 1978.



*Ф. Н. Шехтер, Т. Ю. Шевелева, Н. Б. Леус, М. А. Кропоткин*

## **ОЦЕНКА ВЛИЯНИЯ ПОВЕРХНОСТНЫХ ПЛЕНОК НЕФТИ И НЕФТЕПРОДУКТОВ НА СВЕТОВОЙ И ТЕПЛОВОЙ РЕЖИМ ВОДЫ**

В последние годы в печати уделяется большое внимание вопросам роли нефтяных разливов в экологии моря и океана. В работе [6] были рассмотрены теоретические основы влияния поверхностных пленок загрязняющих веществ на свето-тепловой режим воды под ними и проведены конкретные расчеты для пленок мазута различной толщины. За прошедшее время удалось провести измерения прозрачности пленок сырой нефти различных месторождений и дизельного топлива. Анализ этих экспериментов и результатов их приложения к изучению влияния пленок на ослабление проникающей в воду солнечной радиации и посвящена настоящая статья, являющаяся продолжением работы [6].

Сырые нефти значительно различаются по плотности — от весьма легкой ( $0,65\text{—}0,70\text{ г/см}^3$ ) до весьма тяжелой ( $0,98\text{—}1,05\text{ г/см}^3$ ), по цвету — от почти бесцветной до темно-бурой, почти черной. Вязкость нефти зависит от ее химического и фракционного состава, особенно от смолистости, и изменяется в широких пределах — от 2 до  $300\text{ мм}^2/\text{с}$  при  $20^\circ\text{C}$ . В табл. 1 приведены важнейшие характеристики исследованной нефти. По плотности все они, кроме Сураханской, средние, Сураханская нефть верхнего отдела легкая. Все исследованные нефти малосернистые с невысоким содержанием ароматических углеводородов. Нефть месторождения Сангачалы — море высокопарафинистая. Нефть Сураханского месторождения отличается крайне малым содержанием асфальтенов и большим выходом светлых фракций [4]. Нефть месторождения Кюрсангя характеризуется наибольшим содержанием смолисто-асфальтеновых веществ и соответственно наименьшим выходом светлых фракций, эта же нефть одна из наиболее вязких.

Методика измерения прозрачности нефтяных пленок (НП) кратко описана в работе [6]. На рис. 1 приведены экспериментальные спектральные кривые пропускания для НП толщиной  $10\text{—}15\text{ мкм}$ . Аналогичные кривые были получены и для пленок

## Физико-химические характеристики исследованных нефтей и нефтепродуктов

| Нефтеносная область    | Месторождение нефти и продукты ее переработки | Цвет          | Плотность при 20 °С, г/см <sup>3</sup> | Вязкость <sup>1</sup> , мм <sup>2</sup> /с | Содержание по весу, % |                 |            |
|------------------------|-----------------------------------------------|---------------|----------------------------------------|--------------------------------------------|-----------------------|-----------------|------------|
|                        |                                               |               |                                        |                                            | парафины              | сернистые смолы | асфальтены |
| Апшеронский полуостров | Сураханы                                      | Черный        | 0,85                                   | 13,3 (20)                                  | 4,6                   | 8               | 0          |
| Бакинский архипелаг    | Сангачалы — море                              | Бурый         | 0,88                                   | 53,2 (25)                                  | 7,2                   | 22              | 1,1        |
| Прикуринская           | Кюрсангя                                      | Черный        | 0,89                                   | 156 (30)                                   | 5,3                   | 60              | 12         |
| Апшеронский архипелаг  | Нефтяные Камни                                | „             | 0,89                                   | 257 (20)                                   | 1,0                   | 20              | 0,1        |
|                        | Дизельное топливо                             | Светло-желтый | 0,86                                   | 5 (20)                                     | —                     | —               | —          |
|                        | Мазут                                         | Черный        | 0,95                                   | 0,3 (50)                                   | —                     | —               | —          |

<sup>1</sup> В скобках указана температура (°С), при которой определена вязкость.

толщиной от 1 мкм до 1 мм, а для весьма прозрачного дизельного топлива до 10 мм. По этим экспериментальным данным сосчитаны осредненные по диапазону толщин 1—100 мкм показатели поглощения (табл. 2) для отдельных длин волн.

Таблица 2

## Показатель поглощения нефти (1/см)

| Месторождение нефти и продукты ее переработки | Длина волны, мкм |                  |                   |                   |                  |
|-----------------------------------------------|------------------|------------------|-------------------|-------------------|------------------|
|                                               | 0,30             | 0,40             | 0,50              | 0,70              | 1,0              |
| Сангачалы — море                              | $7 \cdot 10^3$   | $1,1 \cdot 10^3$ | $5 \cdot 10^2$    | $3,6 \cdot 10^2$  | $2,4 \cdot 10^2$ |
| Кюрсангя                                      | $5 \cdot 10^3$   | $1,1 \cdot 10^3$ | $3 \cdot 10^2$    | $5,5 \cdot 10^1$  | $2,0 \cdot 10^1$ |
| Нефтяные Камни                                | $2 \cdot 10^3$   | $5,0 \cdot 10^2$ | $2 \cdot 10^2$    | $4 \cdot 10^1$    | 4,5              |
| Сураханы                                      | $6 \cdot 10^3$   | $4,0 \cdot 10^2$ | $9 \cdot 10^1$    | 8                 | 1,7              |
| Дизельное топливо                             | $8 \cdot 10^2$   | 1,8              | $3 \cdot 10^{-1}$ | $5 \cdot 10^{-2}$ | —                |
| Мазут                                         | —                | $4,0 \cdot 10^3$ | $1 \cdot 10^3$    | $3,3 \cdot 10^2$  | $7,0 \cdot 10^1$ |

Из анализа экспериментального материала следует, что все исследованные нефти обладают хорошо выраженной избирательной способностью, наиболее сильно и почти одинаково поглощая ультрафиолетовое излучение, но в видимой и ближней ИК областях различие в показателях поглощения достигает четырех порядков.

С увеличением длины волны поглощение уменьшается, причем характер этого изменения зависит от типа нефти. Если, например, показатель поглощения нефти из месторождения Сангачалы — море при переходе из видимой области в ИК область уменьшается на один порядок, то для нефти из месторождения Нефтяные Камни изменение составляет уже два порядка. В видимой области светлые нефтепродукты обладают высокой прозрачностью при толщинах пленки до 100 мкм, а темноокрашенные нефти только при толщинах 10—20 мкм. Тонкие пленки нефти (менее 5 мкм) ослабляют проникновение солнечного излучения главным образом за счет отражения на границе воздух—нефтяная пленка,

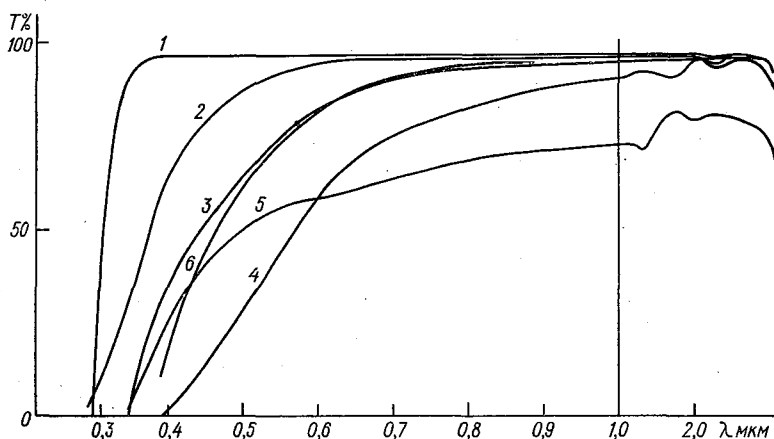


Рис. 1. Спектральные кривые пропускания излучения, направленного по нормали к поверхности нефтяной пленки толщиной 10 мкм (для дизельного топлива и мазута — 15 мкм).

1 — дизельное топливо, 2 — Сураханы, 3 — Нефтяные Камни, 4 — Кюрсангя, 5 — Сангачалы — море, 6 — мазут.

которое приблизительно равно 4 %. Излучение с длинами волн 0,7—2 мкм (красное и ближнее ИК излучение) весьма слабо поглощается нефтями.

Новый экспериментальный материал подтверждает полученные в [6] выводы о влиянии НП на подповерхностную радиацию. Наличие НП на поверхности воды в первую очередь скажется на резком уменьшении фотосинтетически активной радиации (ФАР), проникающей в воду, особенно ее коротковолновой части. Инфракрасная радиация (ИКР), которая в основном поглощается поверхностными слоями воды, уменьшится заметно лишь пленками, толщина которых 100 мкм и более. Наличие на поверхности воды НП толщиной в несколько десятков микрометров кроме общего уменьшения количества подповерхностной радиации приведет к сдвигу относительного максимума в ИК область.

Для получения численных оценок влияния пленок нефти различного типа на световой и тепловой режим воды под ними были

рассчитаны зависимости эффективной функции пропускания от толщины пленки в тех же интервалах длин волн, что и в работе [6]. Напомним, что эффективной функцией пропускания пленки было названо выражение

$$T_2^h(h) = (1 - R_{12}^h)(1 - R_{23}^h)(1 - A_2^h(h)), \quad (1)$$

в котором  $R_{12}^h$  и  $R_{23}^h$  — коэффициенты отражения направленной радиации на границах раздела воздух—пленка и пленка—вода;  $A_2^h$  — функция, характеризующая поглощение радиации внутри пленки;  $h$  — толщина пленки; индексом 1 помечены параметры, относящиеся к воздуху, 2 — к нефти, 3 — к воде; индекс «н» означает, что данная величина относится к направленной радиации. В дальнейшем этот индекс будет опущен, так как измерения пропускания проводились только для излучения, падающего по направлению нормали к поверхности пленки.

Расчет эффективной функции пропускания в диапазоне длин волн  $\Delta\lambda = \lambda_2 - \lambda_1$  проводился по формуле

$$T_{2, \Delta\lambda}(h) = \int_{\lambda_1}^{\lambda_2} \frac{I_{0, \lambda}}{I_{0, \Delta\lambda}} T_{2, \lambda}(h) d\lambda, \quad (2)$$

где  $I_{0, \lambda}$  и  $I_{0, \Delta\lambda}$  — спектральное распределение прямой солнечной радиации, приходящей на уровень моря, когда солнце в зените, для стандартной радиационной модели атмосферы [1].

На рис. 2 приведена зависимость эффективной функции пропускания от толщины НП для областей ФАР (0,30—0,74 мкм), ИКР (0,74—3,00 мкм), интегральной радиации (0,3—3,0 мкм).

Перейдем к количественной оценке влияния различных НП на светотепловой режим воды. Предположим, что при наличии пленки на поверхности воды можно ограничиться учетом только ее влияния на радиацию, проникающую в воду, и принять, что радиационные свойства самой воды остались такими же, как были до разлива нефтепродукта. В этом случае отношение подповерхностной освещенности, потока радиации и радиационного изменения температуры при наличии НП к этим же радиационным характеристикам при отсутствии НП равно величине  $T_2(h)/(1 - R_{13})$ , где  $R_{13}$  — коэффициент отражения на границе воздух—вода [6]. Коэффициент  $R_{13}$  принят во всех расчетах равным 2 %.

Из анализа рис. 2 следует, что при высотах солнца, не меньше 50°, НП толщиной 10 мкм ослабляет наиболее биологически активную часть прямой солнечной радиации (ФАР) на 15—60 %, а толщиной 30 мкм — уже на 25—95 % по сравнению с радиацией, проникающей в чистую воду. Ослабление ИКР значительно меньше и составляет 5—30 и 5—65 % соответственно. Ослабление интегральной радиации, а следовательно, и прогрева воды равно 10—50 и 15—80 % для пленок толщиной 10 и 30 мкм соответственно. Особо следует отметить большую прозрачность дизельного топлива, которое ослабляет приходящую солнечную

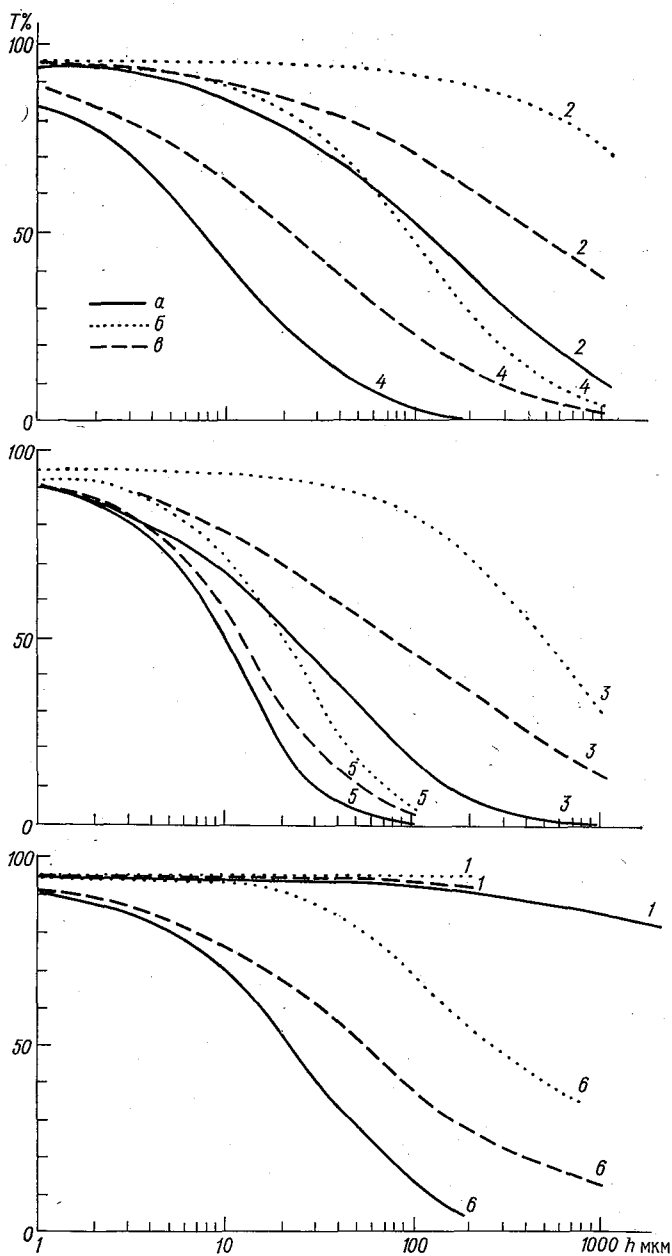


Рис. 2. Зависимость эффективной функции пропускания от толщины пленки для ФАР ( $a$ ), ИКР ( $b$ ), интегральной радиации ( $v$ ).

Усл. обозначения см. рис. 1.

радиацию в области ФАР всего на 10 % при толщине пленки 200 мкм и на 20 % при толщине пленки 4000 мкм.

Из приведенных цифр следует, что влияние НП на проникающую в воду радиацию существенно зависит от типа нефти. Поглощение в диапазоне волн 0,3—0,7 мкм обусловлено главным образом наличием смолистых и асфальтеновых включений в нефтепродукты. Наиболее сильно поглощают мазуты, вязкие сорта темноокрашенных нефтей, цилиндрические масла. Неокрашенные нефтепродукты обладают более слабой поглощательной способностью.

Используя данные о величинах ФАР и интегральной радиации на разных глубинах при чистой поверхности воды [3, 5], можно с помощью рис. 2 получить аналогичные соотношения для воды под разными НП. Из табл. 3 видно, что доля ФАР в суммарной радиации, проникающей под воду, может уменьшиться почти в два раза.

Таблица 3

Отношение  $Q_{\text{ФАР}}/Q$  для чистой водной поверхности и под пленкой нефти разных типов толщиной 15 мкм (%)

| Район                                       | Глубина, м | Чистая поверхность | Под пленкой       |         |                  |       |                |         |
|---------------------------------------------|------------|--------------------|-------------------|---------|------------------|-------|----------------|---------|
|                                             |            |                    | дизельное топливо | Сурахан | Сангачалы — море | мазут | Нефтяные Камни | Кюрсань |
| Индийский океан, станция 771<br>Черное море | 0,1        | 29                 | 29                | 27      | 24               | 23    | 23             | 16      |
|                                             | 0,5        | 86                 | 86                | 79      | 71               | 70    | 67             | 48      |
|                                             | 1,0        | 90                 | 90                | 83      | 75               | 73    | 70             | 50      |
|                                             | 3,0        | 99                 | 99                | 91      | 82               | 80    | 77             | 55      |

Представляет интерес также оценка влияния НП на скорость радиационного нагрева воды. Рассчитанные по данным табл. 3 и работы [2] величины помещены в табл. 4. Из нее следует, что если на глубинах 0,5—3 м вода при чистой поверхности нагревается за счет ФАР примерно в два раза больше, чем за счет ИКР, то под пленкой толщиной 15 мкм сильно поглощающей нефти это соотношение меняется на обратное.

Все оценки, проведенные выше, относятся к высотам солнца не меньше 50°, т. е. к случаям, когда можно считать коэффициент отражения на границе между разными средами не зависящим от угла падения, а спектральный состав прямой солнечной радиации неизменным.

Примем, что коэффициент отражения на границе воздух—нефть не зависит от длины волны излучения в рассматриваемом диапазоне волн  $\Delta\lambda$ , и пренебрежем зависимостью коэффициента отражения на границе нефть—вода (вследствие его малости) от угла падения луча  $\theta$  ( $R_{23} \approx 0,5$  % при  $\theta = 0^\circ$ ). При сделанных предполо-

Отношение скоростей радиационного нагрева воды за счет ФАР и ИКР

 $\left(\frac{dT}{dt}\right)_{\text{ФАР}} / \left(\frac{dT}{dt}\right)_{\text{ИКР}}$ . Черное море, 30 августа, 10 ч 20 мин

| Глубина, м | Чистая поверхность | Под пленкой       |          |                |       |                |         |
|------------|--------------------|-------------------|----------|----------------|-------|----------------|---------|
|            |                    | дизельное топливо | Сурахань | Сангачалы—море | мазут | Нефтяные Камни | Кюрсань |
| 0,5—1,0    | 2,0                | 2,0               | 1,7      | 1,0            | 1,4   | 1,2            | 0,7     |
| 1,0—3,0    | 2,2                | 2,2               | 1,9      | 1,2            | 1,6   | 1,4            | 0,8     |

жениях для расчета эффективной функции пропускания при любом угле падения излучения по данным об эффективной функции пропускания для луча, падающего по направлению нормали к поверхности, получим следующую формулу:

$$T_2^{\Phi}(h) = \frac{1 - R_{12}^{\Phi}}{1 - R_{12}^0} \cdot T_2^*(h/\cos \varphi), \quad (3)$$

где  $\varphi = \arcsin(n_1/n_2 \sin \Phi)$ ,  $n_1$  и  $n_2$  — показатели преломления воздуха и нефти соответственно;  $\Phi$  — угол между нормалью к поверхности и направлением луча;  $T_2^*$  — эффективная функция пропускания для луча, падающего по нормали, но при спектральном распределении солнечной радиации, соответствующем зенитному расстоянию солнца, равному  $\Phi$ .

Согласно экспериментальным данным, коэффициент отражения НП для углов падения  $0-40^\circ$  можно принять равным 4 %, для  $60^\circ$  он почти в 2,5 раза больше (9,5 %), а для  $70^\circ$  он уже равен 17 % (на длине волны 0,63 мкм). При  $\Phi = 60^\circ$  из (3) получим, что

$$T_2^{60}(h) = 0,943 T_2^*(1,22h). \quad (4)$$

Для оценки влияния уменьшения высоты солнца на проникающую под НП радиацию было сосчитано отношение  $T_2^{60}(h)/T_2^0(h)$ . Оказалось, что оно почти одинаково для всех трех рассмотренных выше диапазонов длин волн (0,30—0,74; 0,74—3,00; 0,3—3,0 мкм). Для слабо и средне поглощающих нефтей отношение  $T_2^{60}/T_2^0$  в среднем равно 0,94 для НП толщиной 1—200 мкм. Для сильно поглощающих зависит от толщины пленки и равно 0,93 для нефти из месторождений Нефтяные Камни и Кюрсань при толщинах НП 1—15 мкм, а из Сангачалы—море только до толщины 3 мкм. С увеличением толщины НП отношение  $T_2^{60}/T_2^0$  уменьшается и равно 0,9 и 0,8 для нефти из месторождения Нефтяные Камни

при толщинах пленки 100 и 600 мкм, Кюрсангя — 30 и 200 мкм, Сангачалы — 5 и 30 мкм соответственно.

Изменение радиационных характеристик, приведенных в табл. 3 и 4, с уменьшением высоты солнца характеризуется отношением  $T_2^{60}(1 - R_{13}^0)/T_2^0(1 - R_{13}^{60})$ . При  $\phi = 60^\circ$  коэффициент отражения от поверхности гладкой воды  $R_{13}^{60} = 6\%$ , и  $1 - R_{13}^0/1 - R_{13}^{60} = 1,04$ . Следовательно, чтобы получить долю ФАР в общей радиации и соотношение между скоростями радиационного нагрева воды при высоте солнца  $30^\circ$  цифры, приведенные в табл. 3 и 4, надо умножить на 0,98 или 0,94, или 0,83 в зависимости от того, чему равно отношение  $T_2^{60}/T_2^0$  (0,94 или 0,9, или 0,8, соответственно). Полученные цифры показывают, что уменьшение высоты солнца до  $30^\circ$  приведет к усилению отрицательного влияния НП, но не очень сильно.

Из проведенного анализа влияния НП следует, что появление на поверхности воды НП может весьма сильно изменить световой режим водной толщи. Количество ФАР, поступающей в воду, будет уменьшаться тем сильнее, чем меньше высота солнца. Если к этому добавить, что чем ниже температура воды, тем дольше существует НП на ее поверхности, то станет ясно, что максимальный вред от НП будет отмечаться в высоких широтах.

Вопросы применимости к реальным условиям оценок, полученных на основании лабораторных исследований, подробно рассмотрены в [6].

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Авасте О. А., Шифрин К. С., Молдау Х. Спектральное распределение прямой и рассеянной радиации.— В кн.: Исследования по физике атмосферы, Тарту, 1962, вып. 3, с. 23—70.
2. Богуславский С. Г. Поглощение солнечной радиации в море и его непосредственное влияние на изменение температуры моря.— Труды Морского гидрофизического института, 1956, т. 8, с. 80—97.
3. Карабышева Э. И., Очаковский Ю. Е., Рутковская В. А. Некоторые результаты согласования различных методов измерения и расчетов лучистой энергии в море.— Океанология, 1968, т. 8, вып. 2, с. 317—326.
4. Нефти СССР. Справочник/Под ред. З. В. Дриадской.— М.: Химия, 1975.— 87 с.
5. Рутковская В. А., Пелевин В. Н. Суммарная и фотосинтетически активная радиация над океаном.— В кн.: Гидрофизические и оптические исследования в Индийском океане. М., Наука, 1975, с. 188—199.
6. Шехтер Ф. Н., Кропоткин М. А., Шевелева Т. Ю. Влияние поверхностных пленок загрязняющих веществ на световой и тепловой режим воды.— Труды ГГО, 1979, вып. 423, с. 11—21.



*Р. С. Бортковский*

## К ОПРЕДЕЛЕНИЮ ИНТЕНСИВНОСТИ ГЕНЕРАЦИИ БРЫЗГ НА МОРСКОЙ ПОВЕРХНОСТИ

При расчетах тепло- и влагообмена океана и атмосферы в условиях шторма, а также при определении выноса солей из океана, при исследованиях распространения радиоволн и радиационных притоков в приводном слое необходимы данные об интенсивности генерации брызг на взволнованной поверхности. Использование результатов лабораторных экспериментов [13] представляется недостаточно корректным без их сопоставления с данными натурных измерений. Однако немногочисленные измерения характеристик поля брызг над морем, связанные с большими трудностями и погрешностями, производились на некоторой (иногда значительной) высоте [4, 6, 11]. Вместе с тем эксперименты [14] и теоретические исследования [1] показали, что высота полета брызг невелика и, следовательно, концентрация, вертикальный поток и другие параметры поля брызг быстро меняются по высоте в пределах нижнего слоя воздуха толщиной около 10 см.

Оценку массы брызг, образующихся на самой поверхности в результате действия основного механизма генерации — схлопывания пузырьков воздуха [13], вовлекаемого в воду при обрушении гребней ветровых волн, можно получить, используя данные лабораторных исследований аэрации обрушивающихся волн [10] и данные о барашках и пене, полученные в натуральных условиях [4, 12].

Очевидно, что объем воздуха, содержащегося в схлопывающихся пузырьках, равен разности между объемом воздуха, вовлеченного в воду при обрушении гребня, и объемом воздуха, растворившегося в воде за время всплывания пузырьков.

Объем барашка, т. е. двухфазной среды, состоящей из большого количества пузырьков и скользящей вниз по подветренному склону обрушающейся волны, определяется как произведение его площади на среднюю толщину:

$$V_6 = Lb\delta. \quad (1)$$

Здесь  $L$  — длина барашка, измеренная вдоль склона волны и осредненная по  $b$  — протяженности барашка вдоль фронта волны,  $\bar{\delta}$  — средняя толщина слоя двухфазной смеси (рис. 1).

Лабораторные измерения [10] и анализ фотографий морской поверхности, полученных в ряде экспедиций [4], показали, что толщина барашка  $\delta$  растет приблизительно пропорционально удалению от гребня  $x$ , т. е.  $\delta \approx x \sin \alpha$ , где  $\alpha$  — угол между поверхностью барашка и склоном волны у гребня (рис. 1). Следовательно, среднее значение  $\bar{\delta}$

$$\bar{\delta} = \frac{1}{L} \int_{x=0}^{x=L} \delta(x) dx = \frac{L}{2} \sin \alpha. \quad (2)$$

Согласно данным, приведенным в [10], угол  $\alpha$  близок к  $20^\circ$ . Там же приведены данные о плотности двухфазной среды  $\rho'$ , которые позволяют связать ее среднее значение с уклоном гребня  $\theta$  и написать приближенную зависимость:

$$\rho' = 1 - 0,01\theta, \quad (3)$$

где  $\theta$  — в градусах,  $\rho'$  — в г/см<sup>3</sup>.

Установлено, что уклон обрушающегося гребня при вершине  $\theta$  составляет от 10

Рис. 1. Схема обрушения гребня и образования барашка.

до  $60^\circ$  при характерном значении  $\bar{\theta} = 30^\circ$  [10]. Плотность смеси определяется как

$$\rho' = \frac{\rho_a V_a + \rho_w V_w}{V_a + V_w}, \quad (4)$$

где  $\rho_a$ ,  $\rho_w$  — плотность воздуха и воды соответственно,  $V_a$  и  $V_w$  — объемы воздуха и воды в барашке, причем  $V_a + V_w = V_b$ . Из (4) легко найти отношение объема воздуха ко всему объему барашка:

$$\frac{V_a}{V_b} = \frac{\rho_w - \rho'}{\rho_w - \rho_a} \approx 1 - \frac{\rho'}{\rho_w}. \quad (5)$$

При  $\theta = 30^\circ$  из (3)  $\rho' = 0,7$  г/см<sup>3</sup> и из (5)  $V_a/V_b \approx 0,3$ . Используя (1) и (2), находим объем воздуха в барашке

$$V_a = \frac{1}{2} L^2 b \sin \alpha \left( 1 - \frac{\rho'}{\rho_w} \right). \quad (6)$$

На единицу площади поверхности в пределах барашка и обрушающегося после прохождения гребня пятна пены в воду с пузырьками поступает объем воздуха (см<sup>3</sup>/см<sup>2</sup>)

$$\tilde{V}_a = \frac{L}{2} \sin \alpha \left( 1 - \frac{\rho'}{\rho_w} \right). \quad (7)$$

Следовательно, интенсивность выброса воздуха при схлопывании пузырьков в этой области равна ( $\text{см}^3/(\text{см}^2 \cdot \text{с})$ ):

$$I_a = \frac{L \sin \alpha \cdot \left(1 - \frac{\rho'}{\rho_w}\right)}{2(t_6 + t_n)}, \quad (8)$$

где  $t_6$  — время жизни барашка, т. е. продолжительность его прохождения через произвольно выбранную точку поверхности на пути обрушающегося гребня,  $t_n$  — время жизни пятна пены. Вне

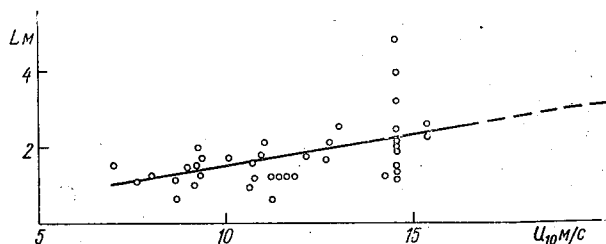


Рис. 2. Зависимость длины барашка  $L$  от скорости ветра  $U_{10}$ .

Точки представляют средние по сериям фотографий; сплошная прямая проведена через центры тяжести точек, определенные для интервалов скорости 1 м/с, штриховая — экстраполяция.

пятен пены и вне барашков, очевидно,  $I_a \equiv 0$ . Средняя по всей поверхности интенсивность  $\bar{I}_a$  определится как

$$\bar{I}_a = I_a S, \quad (9)$$

где  $S$  — относительное покрытие морской поверхности пеной и барашками [4].

Время жизни барашка можно определить как  $t_6 \approx L/(c - u_6)$ , где  $c$  — скорость гребня, т. е. фазовая скорость волны, а  $u_6$  — скорость падения барашка по склону. Согласно данным [10],  $u_6 \approx 3$  м/с; фазовая скорость для установившегося ветрового волнения составляет около 80 % скорости ветра  $U_{10}$ . Значения  $L$  при различной скорости ветра  $U_{10}$  приведены на рис. 2. Эти величины определены по фотографиям морской поверхности, сделанным сотрудниками ГГО в экспедициях 1975—1978 гг. и обработанным по специальной методике [4]. При скорости ветра 10—15 м/с характерное время жизни барашка  $t_6 = L/(0,8U_{10} - u_6)$  равно 0,3 с.

Время жизни пены  $t_n$  было определено по последовательно снятым (с известным интервалом времени между ними) фотографиям. Разброс отдельных значений  $t_n$  при данной скорости ветра оказался значительным, а зависимость  $t_n$  от  $U_{10}$  — довольно слабой. Средние значения  $t_n$  в интервале скорости ветра 8—14 м/с

меняются от 10,0 до 11,7 с. Время жизни пены можно определить так же, как время всплывания пузырьков [9]:

$$t_n = \frac{H}{W}, \quad (10)$$

где  $H$  — глубина погружения пузырьков,  $W$  — скорость их подъема. По данным [8], пузырьки проникают до глубины, равной удвоенной или утроенной средней высоте волн  $h$ . Скорость подъема пузырька зависит от размера, причем для пузырьков радиусом  $R = 0,01$  см  $W \approx 2$  см/с, а при  $R \geq 0,05$  см  $W \approx 30 \dots 40$  см/с [4]. Спектр пузырьков по размерам имеет на глубинах 1,5—8 м максимум при  $R \approx 0,01$  см [5]. Время подъема таких пузырьков на поверхность составляет от 75 до 400 с, что во много раз превосходит наблюдаемое при умеренной скорости ветра время жизни пены  $t_n$ . Можно полагать, что это расхождение объясняется тем, что данные о размерах пузырьков [5, 8] характеризуют не зоны обрушения и не пятна пены, а скорее свободные от них области поверхности моря. В самом деле, приведенное выше модальное значение  $R = 0,01$  см из [5] практически совпадает с модальным радиусом брызг  $r$  [3], тогда как при образовании брызг из схлопывающихся пузырьков в среднем выполняется соотношение  $r = 0,1R$  [14]. Для дальнейших расчетов следует принимать значения  $t_n$ , найденные непосредственно по фотографиям морской поверхности.

Рассчитанные по формулам (8), (9) значения  $\bar{I}_a$  приведены в табл. 1. Относительное покрытие поверхности пеной и барашками для скорости ветра 10 и 15 м/с определено по данным, полученным сотрудниками ГГО в экспедициях 1975 [4] и последующих лет, для скорости 20 м/с использованы данные работы [12]. В этой же таблице приведены данные о потоке воздуха в воду  $\bar{F}_a$ , вызванном растворением пузырьков [8]:

Таблица 1

|                            |                     |                   |                   |
|----------------------------|---------------------|-------------------|-------------------|
| $U_{10}$ м/с . . . . .     | 10                  | 15                | 20                |
| $S$ . . . . .              | 0,035               | 0,09              | 0,24              |
| $L$ м . . . . .            | 1,6                 | 2,4               | 3,21              |
| $(t_n + 0,3)$ с . . . . .  | 10,5                | 11,0              | 11,51             |
| $\bar{I}_a$ см/с . . . . . | $2,7 \cdot 10^{-2}$ | 0,10              | 0,34              |
| $\bar{F}_a$ см/с . . . . . | $2 \cdot 10^{-5}$   | $2 \cdot 10^{-5}$ | $9 \cdot 10^{-5}$ |

<sup>1</sup> Значения, полученные экстраполяцией.

Из приведенных значений видно, что растворением пузырьков в воде можно, безусловно, пренебречь и считать, что весь воздух, попавший в воду при обрушении, возвращается в атмосферу при схлопывании пузырьков.

Переход от объема воздуха к массе генерируемых брызг возможен на основе представлений о механизме схлопывания пузырька с чистой, незагрязненной оболочкой — в этом случае образуется одна капля, радиус которой, как упоминалось выше, составляет

$1/10$  радиуса пузырька [14]. Следовательно, объем брызг, генерируемых при схлопывании пузырьков, составляет 0,001 объема заключенного в них воздуха и интенсивность генерации массы брызг ( $\text{г}/(\text{см}^2 \cdot \text{с})$ ) определяется на основе формул (8) и (9):

$$\bar{I}_m = \frac{0,0005 (\rho_w - \rho') L \sin \alpha}{\frac{L}{c - u_0} + t_n} \quad (11)$$

Численные значения  $\bar{I}_m$  в 1000 раз меньше приведенных в табл. 1 значений  $\bar{I}_a$ . Полученное для  $U_{10} = 10 \text{ м/с}$  значение  $I_m = 2,7 \times 10^{-5} \text{ г}/(\text{см}^2 \cdot \text{с})$  удовлетворительно согласуется с данными косвенных оценок, основанных на лабораторных экспериментах:  $3 \times 10^{-5} \text{ г}/(\text{см}^2 \cdot \text{с})$  [7],  $1,6 \cdot 10^{-5} \text{ г}/(\text{см}^2 \cdot \text{с})$  [9]. Измерения в океане дали значения от  $4,2 \cdot 10^{-5}$  до  $0,4 \cdot 10^{-5} \text{ г}/(\text{см}^2 \cdot \text{с})$  [3]. Переход от потока массы к потоку количества брызг различных размеров может быть осуществлен при использовании данных о распределении брызг по размерам [2, 3]. Модальный радиус брызг, найденный по измерениям на высотах от 18 до 40 см над водой [3], меняется от 0,004 до 0,01 см. Распределение брызг по размерам на уровне самой поверхности можно найти только по данным о распределении размеров пузырьков в приповерхностном слое воды в областях генерации брызг. Описанная в [5] аппаратура для исследования пузырьков, видимо, может быть применена как для решения этой задачи, так и для уточнения данных [10] о структуре обрушающихся гребней.

Изложенный подход позволяет независимым от результатов [3, 7, 9] способом оценить вертикальный поток брызг, а следовательно, и потоки импульса тепла и влаги при сильном ветре. Существенно, что тонкие и сложные измерения параметров поля брызг во многом заменяются фотографированием морской поверхности. Это дает возможность получить данные, необходимые для расчета потоков в экстремальных штормовых условиях.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Ариель Н. З., Бортковский Р. С. Уточненная модель энерго-массообмена брызг над поверхностью океана при шторме.— В кн.: Тайфун-75. Л., Гидрометеиздат, 1978, т. 2, с. 101—115.
2. Борисенков Е. П., Дружинин Е. И., Мушкин И. Г. Об измерениях составляющих теплового баланса моря.— Труды ААНИИ, 1974, т. 312, с. 67—79.
3. Бортковский Р. С. Экспериментальные исследования поля брызг над ветровыми волнами.— Труды ГГО, 1977, вып. 398, с. 34—40.
4. Бортковский Р. С., Кузнецов М. А. Некоторые результаты исследования состояния морской поверхности.— В кн.: Тайфун-75. Л., Гидрометеиздат, 1977, т. 1, с. 90—105.
5. Колобаев П. А. Исследование концентрации и статистического распределения размеров пузырьков, создаваемых ветром в приповерхностном слое океана.— Океанология, 1975, т. 15, № 6, с. 1013—1017.
6. Преображенский Л. Ю. Оценка содержания капель-брызг в приводном слое атмосферы.— Труды ГГО, 1972, вып. 282, с. 194—199.

7. Процессы переноса вблизи поверхности раздела океан—атмосфера/Под ред. А. С. Дубова.—Л.: Гидрометеониздат, 1974.—239 с.

8. Atkinson L. R. Effect of air bubbles solution on air-sea gas exchange.—J. Geophys. Res., 1973, vol. 78, N 6, p. 962—968.

9. Ling S. C., Kao T. W. Parametrization of the moisture and heat transfer process over the ocean under whitecap sea states. J. Phys. Oceanogr., 1976, vol. 6, N 3, p. 306—315.

10. Longuett-Higgins M. S., Turner J. S. An "entraining plume" model of a spilling breaker.—J. Fl. Mech., 1974, vol. 63, N 1, p. 1—20.

11. Monahan E. C. Sea spray as a function of low elevation wind speed.—J. Geophys. Res., 1968, vol. 73, N 4, p. 1127—1137.

12. Ross D. B., Cardone V. J. Observations of oceanic whitecaps and their relation to remote measurements of surface wind speed.—J. Geophys. Res., 1974, vol. 79, N 3, p. 444—452.

13. Toba Y. Drop production by bursting of air bubbles on the sea surface. III. Study by use of a wind flume.—J. Met. Soc. Jap., 1961, vol. 40, N 1, p. 13—17.

14. Toba Y. Sea-salt particles: a factor in the air-sea interaction. Umi to Sora, 1966, vol. 41, N 3—4.

*Н. З. Ариель, Е. Д. Надёжина*

## **ТЕПЛО- И ВЛАГООБМЕН ПОВЕРХНОСТИ БОЛЬШОГО ОЗЕРА С ПРИЛЕГАЮЩИМИ СЛОЯМИ ВОЗДУХА (НА ПРИМЕРЕ ОЗ. ОНТАРИО)**

Общеизвестна необходимость достаточно надежных оценок испарения и теплоотдачи с поверхности крупных водоемов. Эти оценки используются как при исследованиях режима существующих водоемов, так и при выяснении ожидаемых воздействий проектируемых водохранилищ на окружающую среду.

Известные методы расчета турбулентных потоков с поверхности озер (например, [2]), основанные на использовании полуэмпирических соотношений, не обладают достаточной общностью. Для определения турбулентных потоков над сушей и над морем существуют методики расчета, полученные на основе теоретических моделей и проверенные на эксперименте. Для условий суши к таким методикам относятся методики Д. В. Чаликова [6], Л. Р. Орленко [3]; для моря Р. С. Бортковского и Э. К. Вютнер [4] и В. М. Радикевича [5]. Условия формирования пограничного слоя над озерами обладают определенной спецификой: с одной стороны — близость суши, с другой стороны — водная подстилающая поверхность. Это должно быть принято во внимание при расчетах потоков. Общую методику, учитывающую эти особенности, получить чрезвычайно трудно. Кроме того, заранее не ясно, насколько существенно влияние указанных факторов на турбулентные потоки.

Данная работа представляет собой попытку применения для исследования крупных озер физико-теоретических моделей расчета турбулентных потоков. Для этой цели были выбраны методика Бортковского и Вютнер [4] (мм) и метод расчета, основанный на использовании численной модели квазистационарной трансформации воздушных масс [1] (тм). Для реализации этих методов необходимы экспериментальные данные о распределении метеорологических элементов как на акватории озера, так и на побережье. Для анализа нужны также сведения о турбулентных потоках, измеренных прямыми методами.

К сожалению, опубликованных данных в необходимом объеме по озерам Советского Союза не оказалось. Поэтому были использованы результаты экспериментальных исследований на оз. Онтарио [8]. Экспериментальные данные, имевшиеся в нашем распоряжении, включали в себя данные прямых измерений  $u'w'$ ,  $w'T'$ ,  $q'w'$ , перепад температуры и влажности между поверхностью воды и воздухом и скорость ветра на уровне 10 м за сентябрь, октябрь 1971 г. и июнь 1972 г. Всего за этот период было 30 значений соответствующих величин, осредненных за период 20—40 мин. Эти измерения выполнены на мачтах на уровне 10 м в 2,5 км от берега при северных и восточных ветрах.

Разработанная в ГГО на основе теоретической модели строения квазистационарного стратифицированного приводного слоя методика расчета турбулентных потоков [4] применима для случая установившегося волнения. Если внутренний водоем достаточно велик, то можно ожидать, что по крайней мере часть поверхности акватории будет находиться в условиях, соответствующих установившемуся характеру волнения, и методика расчета потоков, разработанная для морских условий, будет применима для этих участков поверхности водоема. Исходя из этого по указанной методике были рассчитаны значения динамической скорости, коэффициента сопротивления, потоков тепла и влаги у поверхности оз. Онтарио. Эти расчеты проводились по температуре и влажности на поверхности и на уровне 10 м над водой и по скорости ветра на уровне 10 м. Полученные значения турбулентных потоков тепла сопоставлялись со значениями соответствующих турбулентных потоков, измеренных прямым методом. Это сравнение приведено на рис. 1 а.

Так как систематические наблюдения над поверхностью озер отсутствуют, представляет интерес развитие методов, позволяющих оценить величины турбулентных потоков по данным береговых метеостанций. Такие оценки, в частности, могут быть выполнены на основе квазистационарной модели строения двумерного пограничного слоя атмосферы над горизонтально-неоднородной поверхностью. Такая модель предложена в работе [1]. Она представляет собой численное решение системы уравнений пограничного слоя, включающей уравнения движения для двух компонент средней скорости ветра, уравнения тепло- и влагообмена, уравнение баланса энергии турбулентности и полуэмпирическое выражение для масштаба турбулентности. В качестве входных параметров для расчета турбулентных потоков тепла, влаги и количества движения используются значения температур поверхностей суши (в районе береговых метеостанций) и воды, данные о направлении и скорости ветра на уровне 10 м и о величине относительной влажности у поверхности суши [7]. К сожалению, в таблицах работы [7] отсутствуют данные береговых станций за июнь 1972 г., поэтому данных для сравнения по модели [1] оказалось несколько меньше. Расчет величин потоков выполнен для различных горизонтальных



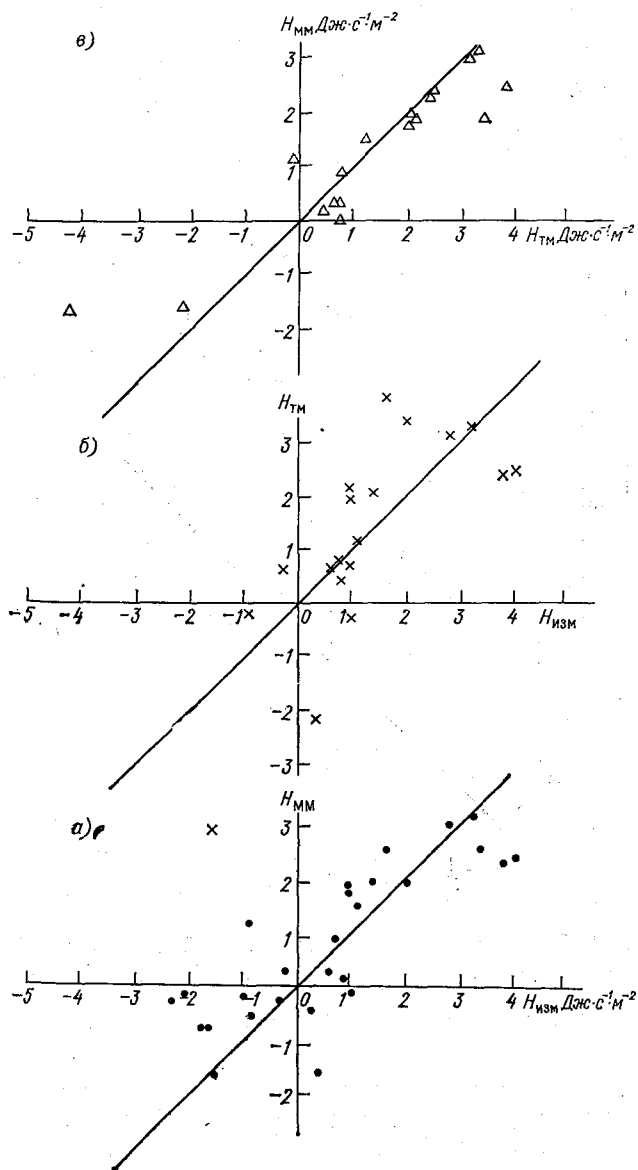


Рис. 1. Сравнение турбулентных потоков тепла.

а — по [4] и измеренных,  $r_1=0,82$ ; б — по [1] и измеренных,  $r_2=0,78$ ; в — по [4] и по [1],  $r_3=0,92$ .

удалений от береговой линии вдоль направления среднего ветра. На рис. 1 б приведены результаты сравнения турбулентных потоков тепла, полученных при достаточно больших разгонах, с измеренными.

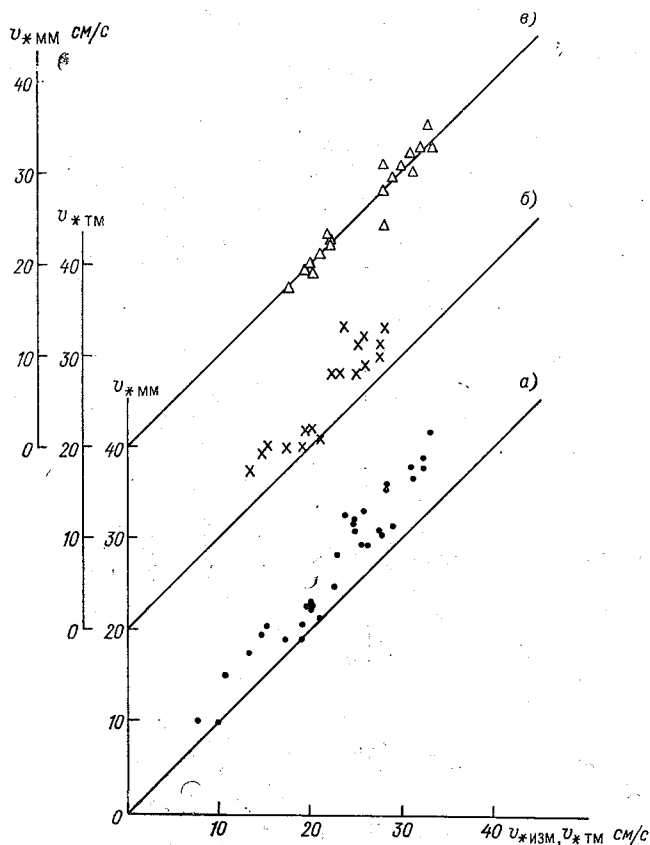


Рис. 2. Сравнение рассчитанных значений динамической скорости с измеренными (а, б) и расчетов между собой (в).

Усл. обозначения см. рис. 1;  $r_1=0,97$ ,  $r_2=0,92$ ,  $r_3=0,97$ .

Из рис. 1 следует, что согласование измеренных и рассчитанных величин потоков удовлетворительное. Коэффициенты корреляции  $r$  для рис. 1 а, б, в соответственно следующие: 0,82; 0,78; 0,92. Сравнение рассчитанных по моделям и измеренных значений динамической скорости представлено на рис. 2. Обе модели дают несколько большие значения динамической скорости по сравнению с измеренными. Поэтому и коэффициенты сопротивления, полученные по моделям, тоже превышают коэффициенты сопротивления, приведенные в работе Смита (табл. 1).

Таблица 1

## Сравнение коэффициентов теплообмена и сопротивления

| Дата          | $C_\theta \cdot 10^3$ |                            | $C_\mu \cdot 10^3$ |                            |                                         |
|---------------|-----------------------|----------------------------|--------------------|----------------------------|-----------------------------------------|
|               | измеренное<br>[7]     | по морской<br>методике [4] | измеренное<br>[7]  | по морской<br>методике [4] | по трансфор-<br>мационной<br>модели [1] |
| 26 IX 1971 г. | 1,6                   | 1,4                        | 1,3                | 1,5                        | 1,6                                     |
| 27            | 1,0                   | 1,3                        | 1,2                | 1,6                        | 1,6                                     |
| 30            | 0,8                   | 1,4                        | 0,8                | 1,5                        | 1,5                                     |
| 3 X 1971 г.   |                       |                            | 0,9                | 1,6                        | 1,6                                     |
| 8             |                       |                            | 1,1                | 1,5                        | 1,5                                     |
| 13            |                       |                            | 1,0                | 1,5                        | 1,6                                     |
| 14            |                       |                            | 1,0                | 1,4                        | 1,5                                     |
| 17 VI 1972 г. |                       |                            | 1,2                | 1,4                        |                                         |
| 18            |                       |                            | 1,2                | 1,7                        |                                         |
| 21            |                       |                            | 0,8                | 1,2                        |                                         |

Такое несовпадение рассчитанных и измеренных значений может быть обусловлено как неточностью моделей, использующих некоторые экспериментальные зависимости, так и неточностью самих измерений. С другой стороны, коэффициенты сопротивления, определенные по модели [1], хорошо согласуются с коэффициентами сопротивления, рассчитанными по модели [4].

Для сравнения измеренных и рассчитанных значений испарения, к сожалению, оказалось очень мало данных, так как всего в 9 случаях были прямые измерения потока влаги. Результаты такого сравнения говорят о различиях до 40 %. При таком малом количестве данных трудно сказать, в чем заключается причина этих расхождений.

Таким образом, для расчета турбулентных потоков над центральной частью акватории больших и достаточно глубоких озер можно использовать методику расчета турбулентных потоков над морем [4] при наличии измерений над водной поверхностью. В случае отсутствия измерений над водой можно получить турбулентные потоки над озером по данным суши, используя для расчета модель, предложенную в работе [1]. Однако для более детальной и надежной проверки существующих методов расчета турбулентных потоков необходимо проведение современных комплексных экспериментов над озерами и над прилегающей сушей с одновременными измерениями вертикальных и горизонтальных профилей метеозадающих и турбулентных потоков.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Вагер Б. Г., Надёжина Е. Д. Численные эксперименты по расчету горизонтально-неоднородного планетарного пограничного слоя.— Труды ГГО, 1975, вып. 326, с. 11—19.

2. Изотова А. Ф. Турбулентный теплообмен и затраты тепла на испарение с поверхности Ладожского озера.—Труды лаборатории озероведения, 1968, т. 22, с. 100—143.

3. Леготина С. И., Орленко Л. Р. Тепловой баланс подстилающей поверхности в период экспедиции КЭНЭКС-71.—Труды ГГО, 1973, вып. 296, с. 46—56.

4. Процессы переноса вблизи поверхности раздела океан—атмосфера/Под ред. А. С. Дубова.—Л., Гидрометеоиздат. 1974.—239 с.

5. Радикевич В. М. О расчете потоков тепла, влаги и количества движения.—Океанология, 1970, т. V, № 5, с. 878—882.

6. Чаликов Д. В. Расчет приземных турбулентных потоков по синоптической информации.—Метеорология и гидрология, 1968, № 8, с. 10—19.

7. Monthly record. Meteorological observations in Canada. Toronto, 1971, 1972.

8. Smith S. D. Eddy-flux measurements over Lake Ontario. Boundary-layer meteorology, 1974, v. 6, N 1—2, p. 235—255.

*Л. В. Несина*

## **ОБ ОПРЕДЕЛЕНИИ СОСТАВЛЯЮЩИХ ТЕПЛОВОГО БАЛАНСА ОЗ. ЧАНЫ И НЕКОТОРЫЕ ИХ ОСОБЕННОСТИ**

В общей проблеме перераспределения водных ресурсов на территории СССР реорганизация водохозяйственной системы бассейна оз. Чаны имеет важное значение. За последние годы уровень воды в оз. Чаны значительно снизился вследствие уменьшения общей увлажненности окружающей озеро территории. Для того чтобы понять причины, приведшие к усыханию озера, и принять меры по восстановлению его жизнеспособности, как одного из звеньев в общей цепи преобразования речных систем срединного региона, необходимо глубокое изучение взаимодействия его с окружающей средой. С этой целью Институтом озероведения АН СССР поставлена проблема по комплексному исследованию оз. Чаны и его бассейна. Одной из наиболее важных задач в этой проблеме является изучение теплового баланса озера и его взаимодействия с окружающей сушей. Для определения составляющих теплового баланса оз. Чаны Институтом озероведения АН СССР в 1976 г. были начаты наблюдения над характеристиками гидрометеорологического режима над поверхностью озера. Как известно, такие наблюдения трудоемки и требуют значительного финансирования. Поэтому обычно проводится ограниченный комплекс наблюдений, для того чтобы в дальнейшем, используя полученные результаты, перейти к определению составляющих теплового баланса по расчетным схемам.

На основе договора по творческому содружеству между Институтом озероведения АН СССР и Главной геофизической обсерваторией им. А. И. Воейкова в период с 20 июня по 6 июля 1976 г. велись экспериментальные работы на оз. Чаны с целью проверки применимости существующих методов расчета составляющих теплового баланса поверхности водоемов для специфических условий большого по площади, но мелководного водоема, каким является оз. Чаны. Выбранный нами пункт наблюдений располагался у о-ва Амелькина Грива в Тагано-Казанцевском плесе. Средняя глубина этого плеса 1,7 м, глубина озера в месте наблюдений

0,5—0,7 м. С мостков на расстоянии около 50 м от уреза воды измерялись температура и влажность воздуха над водой на уровнях 0,5; 1,0 и 2,0 м; скорость ветра на уровнях 0,5; 1,0; 2,0 и 3,5 м; температура водной поверхности; температура в грунте ложа озера на глубинах 0, 15, 20, 30, 50 и 60 см; теплофизические характеристики грунта. При этом для измерений температуры и влажности воздуха использовались аспирационные психрометры, для измерения скорости ветра — контактные анемометры М-25. Температура водной поверхности измерялась ртутным термометром, а температура в грунте — с помощью термометров сопротивления, вмонтированных в эбонитовую штангу [3]. Термические характеристики грунта определялись по методике Д. Л. Лайхтмана [2], основанной на закономерности распространения тепловой волны в грунте.

Наблюдения проводились ежедневно в стандартные синоптические сроки с 7 до 19 ч по три 10-минутные серии в течении часа, за исключением 27—28 июня и 4—5 июля, когда наблюдения велись круглосуточно.

Полученные материалы наблюдений приняты за основу для вычисления составляющих теплового баланса по уравнению

$$R = LE + P + B_T + B_G. \quad (1)$$

Здесь  $R$  — радиационный баланс деятельного слоя водоема,  $LE$  — затрата тепла на испарение,  $P$  — турбулентный теплообмен,  $B_T$  — изменение теплосодержания воды,  $B_G$  — изменение теплосодержания грунта.

В замкнутых водоемах, как правило, нет направленных течений, поэтому боковая адвекция тепла за тот или иной период времени будет значительно меньше других составляющих, включенных в уравнение (1), и ею можно пренебречь.

При выборе методов определения составляющих теплового баланса нами не рассматривались методы, предназначенные для вычисления средних за период значений потоков тепла, так как полученные нами экспериментальные данные охватывают сравнительно короткий период. Кроме того, изменчивость составляющих теплового баланса внутри периода не менее интересна, чем средние за период значения. По этой причине для расчета испарения и турбулентного теплообмена использовались два метода, позволяющие определить мгновенные значения указанных величин: сетевой метод турбулентной диффузии [5] и метод Р. С. Бортковского и Э. К. Бютнер, разработанный для определения потоков тепла и влаги с поверхности морей и больших озер [4].

Значения испарения и турбулентного теплообмена рассчитывались за каждый срок наблюдений. Дневные значения осреднялись за 5 сроков наблюдений, ночные оценивались по соотношению дневных и ночных значений потоков тепла и влаги за сутки, когда наблюдения производились круглосуточно.

По измеренным профилям температуры воды и грунта вычислялось изменение теплосодержания воды и грунта за день и ночь,

от 7 до 19 и от 19 до 7 ч. При этом для определения теплового потока в грунте принято табличное значение объемной теплоемкости болотного грунта 3,51 Дж·см·°С; немногочисленные из-за трудности измерения в грунте под водой значения объемной теплоемкости, полученные нами, оказались близкими к этому значению.

Для замыкания уравнения теплового баланса при проверке надежности полученных результатов по методике, разработанной для морей и больших озер, были вычислены суточные значения радиационного баланса по измерениям суммарной радиации, альбедо воды, облачности и перепада температур вода—воздух. Данные о суммарной радиации взяты из наблюдений береговой гидрометеорологической станции Квашнино, а альбедо воды по измерениям Института озерадения АН СССР в период синхронный с нашими наблюдениями. Вследствие большой замутненности озера значения альбедо в дневные часы в течение всего периода наблюдений составляли 16—18 %, в то время как альбедо озер с прозрачной водой в июне—июле не превышает 7 % [1]. В табл. 1 приведены осредненные за период наблюдений значения составляющих теплового баланса, полученные двумя методами.

Таблица 1

Средние за период наблюдений значения составляющих теплового баланса поверхности оз. Чаны (Вт/м<sup>2</sup>), рассчитанные двумя методами

| Метод                 | $R$ | $LE$ | $P$  | $B_T + B_r$ | $\Delta$ % |
|-----------------------|-----|------|------|-------------|------------|
| Турбулентной диффузии | 186 | 292  | 57,3 | —2,4        | 46         |
| Бортковского — Бютнер | 186 | 199  | 11,6 | —2,4        | 11         |

Примечание.  $\Delta$  — невязка теплового баланса, выраженная в процентах от величины радиационного баланса.

Анализ полученных значений составляющих теплового баланса показал, что в среднем за период наблюдений среднесуточная величина теплообмена в воде и грунте близка к нулевому значению. Это означает, что накопленное водой и грунтом за день тепло ночью в том же количестве расходуется на испарение и турбулентный теплообмен. При этом величина турбулентного теплообмена составляет менее 10 % величины испарения.

По невязке теплового баланса ( $\Delta$  в табл. 1) можно сделать заключение о том, что методика расчета  $P$  и  $LE$ , разработанная Р. С. Бортковским и Э. К. Бютнер для поверхности океана, дает более надежные по сравнению с сетевым методом турбулентной диффузии результаты. Физические основы, заложенные при разработке этой методики, дают возможность точнее учесть особенности приводного слоя, чем сетевой метод турбулентной диффузии.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Кириллова Т. В., Несина Л. В. Альbedo суммарной радиации для озер и водохранилищ.—Метеорология и гидрология, 1970, № 12, с. 86—89.
2. Лайхтман Д. Л., Серова Н. В., Сметанникова А. В. Методика определения и некоторые данные теплопроводности и температуропроводности льда и снега.—Труды ААНИИ, 1959, т. 226.
3. Метеорологический режим оз. Севан/Под ред. М. П. Тимофеева.—Л.: Гидрометеиздат, 1960.—310 с.
4. Океанографические таблицы.—Л.: Гидрометеиздат, 1975.—476 с.
5. Руководство по теплобалансовым наблюдениям.—Л.: Гидрометеиздат, 1977.—146 с.



*Б. Н. Егоров, Е. Д. Надёжина, Л. В. Несина*

## **К ВОПРОСУ О МЕТОДИКЕ РАСЧЕТА ХАРАКТЕРИСТИК ПОГРАНИЧНОГО СЛОЯ В ОКРЕСТНОСТИ ВОДОЕМА**

Вопросы оценки влияния водоемов на микроклимат окружающей территории привлекают внимание исследователей в течение довольно длительного времени. По мере усиления антропогенного влияния на окружающую среду, проявляющегося, в частности, в сооружении водохранилищ и других водных объектов, усиливается интерес к этой проблеме. Чаще всего величина указанного влияния определяется на основе обобщения данных натурных наблюдений за температурой и влажностью на побережье водоема [1, 7—9]. Эпизодический характер наблюдений и специфичность условий на каждом отдельном водоеме затрудняют получение универсальных выводов. Тем не менее именно на основе обобщения экспериментальных данных была разработана известная методика А. П. Браславского и З. А. Викулиной [4] для расчета температуры и влажности над водоемом по данным береговых станций. Теоретические методы оценки влияния водоемов на метеорологические характеристики прибрежных районов связаны с решением задачи о трансформации воздушной массы при движении ее над водоемом и сушей. В 50-е годы было получено несколько вариантов решений уравнений тепло- и влагопереноса, содержащих адвективные члены и отличающихся либо способом задания профилей коэффициента турбулентности и скорости ветра, либо граничными условиями для температуры и влажности [2, 11, 12, 14]. Одно из таких решений было использовано для разработки методики расчета изменений, возникающих в окрестности водоема на высоте 2 м от поверхности. Методика и решение задачи описаны в книге М. П. Тимофеева [14]. Основой методики является решение уравнения теплопроводности, в котором учтены адвективный перенос пассивной субстанции горизонтальной составляющей скорости и турбулентное перемешивание. Распределение скорости ветра и коэффициента турбулентности задано степенными функциями высоты. Общее решение для отклонений температуры

и упругости водяного пара от постоянного по высоте распределения этих величин в набегающем потоке записывается таким образом:

$$q' - q_1 = (q_n - q_1) [1 - F(x, z)] \varphi(L, z). \quad (1)$$

Здесь  $q'$  — температура (или влажность) на наветренном берегу;  $L$  — длина водоема в направлении преобладающего воздушного потока;  $q_1$  — температура (влажность) на высоте 2 м в набегающем потоке;  $q_n$  — температура (влажность) поверхности водоема;  $[1 - F(x, z)] \varphi(L, z)$  — линейная комбинация известных функций высоты ( $z$ ) и горизонтального расстояния ( $x$ ).

При выводе формулы (1) были сделаны следующие допущения:

1. Изменения формы профилей горизонтальной составляющей скорости ветра и коэффициента турбулентности в прибрежных районах малы. Количественные изменения  $u(z)$  и  $k(z)$  задаются разными параметрами этих профилей.

2. Влияние поверхности не проникает до больших высот и аппроксимация профилей  $u$  и  $k$  степенными функциями является достаточной.

3. Над районами суши в набегающем потоке устанавливается изотермия и постоянная по высоте влажность.

4. Изменения значений температуры и влажности на подстилающей поверхности происходят скачком на границе раздела разнородных поверхностей. Изменения температуры по зеркалу водоема считаются незначительными.

При разработке методики расчета отклонений температуры и влажности по данным стандартных наблюдений средние по высоте значения температуры и влажности в набегающем потоке над сушей отождествлялись со значениями температуры (или упругости водяного пара), измеренной на береговых станциях на уровне 2 м над земной поверхностью.

Значения  $[1 - F(x, z)] \varphi(L, z)$  для высоты 2 м табулированы в зависимости от  $L$  и параметра стратификации, определяющего форму профилей  $u(z)$  и  $k(z)$  над сушей и водоемом. Рассматриваются два варианта.

Вариант 1. При инверсионном профиле  $T(z)$  над водоемом параметры профилей  $u(z)$  и  $k(z)$  соответствуют неустойчивой стратификации над сушей (такое распределение характерно для весеннего периода).

Вариант 2. При неустойчивой стратификации над водоемом параметры указанных профилей соответствуют инверсионной стратификации над сушей (осенний период).

При составлении рекомендаций по расчету изменения температуры и влажности над водоемом учтен вариант 3: равновесная стратификация над водоемом и сушей. Для этого случая значения  $[1 - F(x, z)] \varphi(L, z)$  получены как средние между значениями соответствующих величин, рассчитанных для первых двух вариантов. Различия в величинах  $\sigma_T$  и  $\sigma_e$  ( $\sigma_T = \frac{T - T_1}{T_n - T_1}$ ;  $\sigma_e = \frac{e - e_1}{e_n - e_1}$ ) учтены путем небольшого изменения граничного условия для  $T$  на

поверхности воды. Методика М. П. Тимофеева неоднократно проверялась путем сравнения рассчитанных средних месячных значений температуры и влажности воздуха в окрестностях водоемов с экспериментальными данными. В качестве примера приведем результаты выполненных нами сравнений для Цимлянского водохранилища и результаты, полученные для оз. Балхаш и опубликованные в [1]. Условия стратификации приповерхностного слоя воздуха над Цимлянским водохранилищем в среднем за месяц близки к равновесным условиям стратификации приповерхностных слоев воздуха в течение всего безледоставного периода. В районе оз. Балхаш летом и осенью наблюдаются заметные отклонения стратификации воздуха от нейтральной, даже для осредненных за месяц характеристик. За исходные при расчете температуры и влажности воздуха на побережье Цимлянского водохранилища приняты данные наблюдений за температурой и влажностью воздуха Дубовской ГМО, расположенной за пределами влияния Цимлянского водохранилища. Результаты расчета сравнивались с результатами наблюдений Цимлянской ГМО, метеорологическая площадка которой находится на расстоянии 0,5 км от берега. В табл. 1 приведены отклонения рассчитанных значений температуры и влажности от измеренных.

Таблица 1

| Год                     | Отклонения рассчитанных значений от измеренных |     |      |      |      |     |
|-------------------------|------------------------------------------------|-----|------|------|------|-----|
|                         | V                                              | VI  | VII  | VIII | IX   | X   |
| Температура воздуха, °C |                                                |     |      |      |      |     |
| 1961                    | 0,1                                            | 0,5 | 0,0  | 0,1  | -0,1 | 0,8 |
| 1962                    | -0,5                                           | 0,5 | 0,0  | 0,3  | -0,6 | 0,0 |
| 1963                    | 0,7                                            | 0,2 | 0,0  | 0,3  | 0,7  | 0,1 |
| 1964                    | 0,2                                            | 0,5 | 0,1  | 0,3  | 0,7  | 0,6 |
| 1965                    | 0,2                                            | 0,2 | -0,4 | -0,3 | 0,7  | 0,0 |

| Влажность воздуха, мбар |      |      |      |      |      |      |
|-------------------------|------|------|------|------|------|------|
| 1961                    | -0,4 | -0,7 | -1,0 | -0,2 | -0,6 | 0,0  |
| 1962                    | -0,5 | -0,9 | -0,8 | -0,5 | 0,1  | -0,6 |
| 1963                    | 0,2  | -0,7 | 0,2  | 0,0  | -0,3 | 0,2  |
| 1964                    | -0,4 | -0,7 | -1,1 | -0,9 | -0,9 | 0,0  |
| 1965                    | -0,2 | -0,7 | -0,2 | 0,1  | 0,0  | -0,8 |

Данные табл. 1 показывают, что отклонения рассчитанных значений температуры воздуха от измеренных, как правило, находятся в интервале 0,0—0,5 °C, максимальные около 1 °C. Отклонения рассчитанных значений влажности воздуха от измеренных, как правило, не превышают 1 мбар. В работе [1] приведены результаты расчетов температуры и влажности воздуха, выполненных с использованием методики

Тимофеева [14] и методики Браславского [3]. Рассчитанные значения температуры и влажности сравнивались с их значениями, измеренными в прибрежных районах оз. Балхаш. При этом были использованы данные наблюдений, проводившихся на расстоянии  $x$ , равном 0,1 и 10 км от уреза воды. Результаты сравнения показаны на рис. 1. Значения  $T$  и  $e$ , рассчитанные разными методами, близки между собой. Отклонения рассчитанных значений  $T$  и  $e$  от измеренных на оз. Балхаш больше, чем отклонения, полученные для района Цимлянского водохранилища, особенно в осенние месяцы. Это объясняется различиями в условиях стратификации, проявляющимися в среднем месячном режиме.

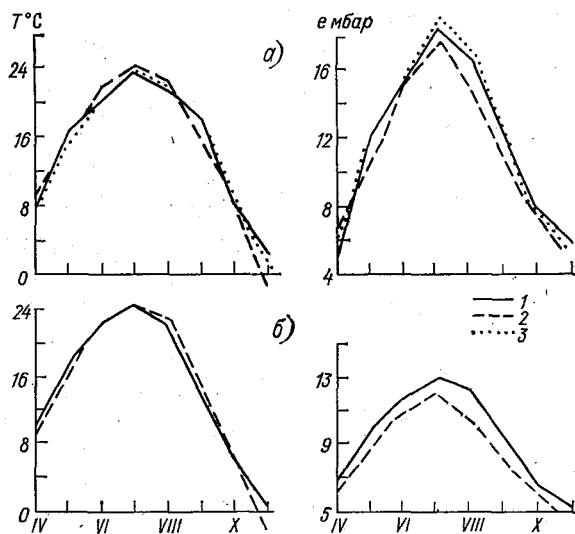


Рис. 1. Сравнение рассчитанных и измеренных значений  $T$  и  $e$  на побережье оз. Балхаш.

а)  $x=0,1$  км, б)  $x=10$  км; 1 — измеренные значения, 2 — расчет по Тимофееву, 3 — расчет по Браславскому.

Методика Тимофеева позволяет с удовлетворительной точностью оценить средние месячные отклонения температуры и влажности воздуха на уровне 2 м, связанные с влиянием водоема. Ошибки расчета увеличиваются при увеличении разности ( $T_{\text{п}} - T_1$ ).

Как отмечено в [7, 9], наибольшее охлаждающее и обогревающее влияние водоемов проявляется в весенние и осенние месяцы, причем в осенние месяцы это влияние выражено сильнее. На глубоководных водоемах средние месячные отклонения температур, вызванные влиянием водоема, составляют 0,6—2,5 °C.

Сопоставляя эти отклонения со средними отклонениями от нормы, К. Н. Дьяконов и А. Ю. Ретеюм [7, 9] показали, что отклонения в августе и сентябре на Рыбинском водохранилище, напри-

мер, равны или больше средних отклонений от нормы, вызванных естественными изменениями климата. Эффект влияния водохранилищ сказывается на средних месячных агроклиматических показателях, определяющих принадлежность данного района к той или иной климатической зоне. Очевидно, что для средних месячных отклонений температуры и влажности небольшая абсолютная ошибка ( $1^{\circ}\text{C}$  или несколько миллибар) оказывается существенной по отношению к значениям самих этих отклонений.

Анализ экспериментальных данных по различным водохранилищам, результаты которого приведены в [8, 9], показывает, кроме того, что влияние водоемов в меньшей степени сказывается на средних месячных значениях рассматриваемых характеристик, чем на таких микроклиматических показателях, как средняя минималь-

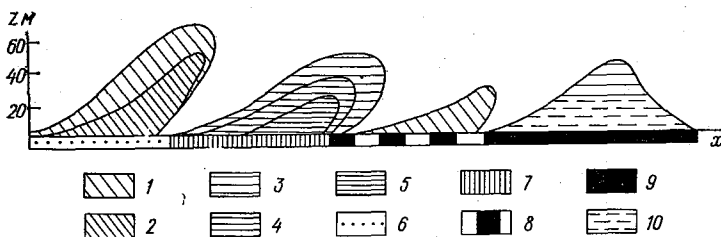


Рис. 2. Поле температурных отклонений ( $\Delta T$ ) над неоднородной поверхностью.

1)  $\Delta T = 0 \dots 1^{\circ}\text{C}$  ( $>0$ ), 2)  $\Delta T = 1 \dots 2^{\circ}\text{C}$  ( $>0$ ), 3)  $\Delta T = 0 \dots 1^{\circ}\text{C}$  ( $<0$ ), 4)  $\Delta T = -1 \dots -2^{\circ}\text{C}$  ( $<0$ ), 5)  $\Delta T = -2 \dots -3^{\circ}\text{C}$  ( $<0$ );  $\Delta T = T(z) - T'(z)$ , где 6 — пустыни, 7 — орошаемые участки, 8 — засушливые участки, 9 — озеро; 10 —  $\Delta T = 2 \dots 5^{\circ}\text{C}$  ( $<0$ );  $T'$  — температура на данной высоте над однородной степью.

ная температура воздуха, даты перехода средних месячных температур через  $0^{\circ}\text{C}$ , суммы положительных температур и т. п. Для получения этих показателей требуется детализировать оценки, а следовательно, с большей точностью описать физику процессов, происходящих в прибрежных районах. Кроме того, влияние водохранилища не ограничивается приповерхностными слоями воздуха. Неоднородности поверхности способствуют возникновению специфической структуры пограничного слоя, которая прослеживается в ряде случаев до значительных высот. Такая структура хорошо видна на рис. 2, взятом из статьи [15], где приведены результаты экспериментальных исследований горизонтально-неоднородного пограничного слоя, проведенных в Австралии. Район исследований характеризуется чередованием сухих прерий, орошенных участков сельскохозяйственных полей и поверхности небольшого искусственного водохранилища.

Оценивая влияние больших водоемов, следует предусмотреть возможность заметных изменений в профилях температуры и влажности на высотах, превышающих 2 м.

Перечисленные выше ограничения методики Тимофеева дают представления о возможных путях уточнения расчетов и расширения

Безразмерная система уравнений, описывающих изменения метеорологических характеристик в прибрежных районах, записывается таким образом:

$$T_0, \quad e, \quad e_{\Pi} - e_0,$$

$b$  — кинетическая энергия турбулентности;  $h$  — высота пограничного слоя атмосферы;  $T_n, e_n$  — температура и влажность на поверхности воды;  $T_0, e_0$  — температура и влажность у поверхности суши в районах, не испытывающих влияния водоема;  $G$  — скорость геострофического ветра. Остальные обозначения общезвестны.

Система уравнений (2) — (9) решается численно при следующих граничных условиях:

при  $z_n = z_{0n}$  ( $z_{0n} = z_0/h$ )

$$u=v=w=0; \quad l_n = xz_{0n}; \quad \frac{\partial b}{\partial z} = 0;$$

$$\sigma_T = 0; \quad \sigma_e = 0 \text{ для } x < 0 \text{ и } x > L;$$

$$\sigma_T = \pm 1; \quad \sigma_e = 1 \text{ для } 0 \leq x \leq L;$$

$$\text{при } z_n = 1 \quad u_n = 1; \quad v_n = 0; \quad b_n = 0;$$

$$\sigma_T = \text{const} = \sigma_{Th}; \quad \sigma_e = \sigma_{eh} = \text{const}.$$

При  $x = 0$  устанавливаются квазистационарные профили метеорологических элементов, зависящие от заданных величин  $\sigma_{Th}$ ,  $\sigma_{eh}$ ,  $z_0$  и параметров  $\beta$ ,  $a$ ,  $\beta_1$ . Эти профили служат граничными условиями.

Таким образом, в данной модели водоем рассматривается как пятно на однородной поверхности с заданной температурой и влажностью.

На первом этапе предположим, что в набегающем потоке устанавливается режим, при котором  $T_0 = T_1$  и  $e_0 = e_1$ , как это было сделано в методике Тимофеева ( $T_1$  и  $e_1$  — температура и влажность на стандартном уровне наблюдений 2 м). Отклонение профиля температуры набегающего потока от изотермического профиля не трудно учесть в дальнейшем, используя квазистационарные профили  $T(z)$  при  $x = 0$ . Предположение о малом изменении влажности по высоте в пограничном слое над сушей во многих случаях является оправданным. В этом случае размерные значения  $T$  и  $e$  определятся по следующим формулам, аналогичным выражению (1):

$$T(z) = T_1 + (T_n - T_1) \sigma_T;$$

$$e(z) = e_1 + (e_n - e_1) \sigma_e. \quad (10)$$

По сравнению с моделью Тимофеева в модели, описываемой уравнениями (2) — (9), более корректно учтены изменения поля ветра и характеристик турбулентности в прибрежных районах и учтены Кориолисовы ускорения и изменчивость характеристик турбулентности в пограничном слое до больших высот. Это позволяет рассчитывать отклонения  $T$  и  $e$  в окрестности водоема на высотах, значительно превышающих 2 м.

Более общая постановка задачи требует задания дополнительных параметров, выбор которых заслуживает специального обсуждения. Наибольшие трудности связаны с выбором величины  $h$ , которая играет заметную роль в правильной работе схемы.

Точность определения  $h$  по экспериментальным данным невысока, а методы его определения недостаточно разработаны.

В табл. 2 помещены приближенные значения внешних параметров, оцененные по средним многолетним профилям скорости ветра, температуры и влажности в пограничном слое и средним значениям указанных характеристик у поверхности земли. Используются данные для Ростова, Куйбышева и Волгограда, в районе которых расположены крупнейшие водохранилища. Высота пограничного слоя оценивалась по профилям скорости ветра как уровень ( $h_v$ ), на котором модуль средней скорости ветра становится равным значению геострофической скорости, и по графику связи  $h_\mu = f(\mu)$ , помещенному в [13] ( $\mu$  — параметр термической устойчивости). Приведены также данные о годовом ходе высоты пограничного слоя ( $h_{\text{л}}$ ) полученные независимым методом в работе Лазаревой [10]. Для сравнения в табл. 3 помещены значения  $h_v$ , рассчитанные по средним месячным профилям скорости ветра в Куйбышеве и Волгограде. Из табл. 2 видно, что значения  $h_\mu$  сильно занижены. Это объясняется прежде всего тем, что зависимость  $h_\mu = f(\mu)$ , полученная по отдельным профилям скорости, вряд ли может быть использована для оценки средних месячных значений. Кроме того, точность вычисления  $\mu$  не может считаться удовлетворительной. Различие между  $h_v$  и  $h_{\text{л}}$ , так же как и различия между значениями  $h_v$  в разных районах, находятся в пределах ошибок методов оценки  $h$ . Большие значения  $h_v$  в летние месяцы в Волгограде требуют дополнительного анализа. Приведенные данные не дают оснований для учета различий  $h_v$  в разных климатических зонах при использовании рассматриваемой схемы расчета. Наиболее рационально, по-видимому, в настоящее время, учитывая наличие значительных ошибок методов оценки  $h$ , принять в среднем для летнего сезона  $h \sim 1000 \dots 1200$  м, для осеннего сезона  $h \sim 600$  м, для весеннего сезона  $h \sim 500$  м.

Заметим, что в летнее время, когда разброс в значениях  $h$  особенно велик, средние месячные разности  $(T_{\text{п}} - T_1)$  малы, и это обеспечивает небольшую ошибку в рассчитанных значениях  $(T - T_1)$  даже при значительном завышении или занижении множителя  $\sigma_T$  в формуле (10). На рис. 3 показано, как изменяются значения  $\sigma_T$  в зависимости от того, какие значения  $h$  использованы в схеме расчета. При вычислении приземных значений  $\sigma_T$  и  $\sigma_e$  ( $\sigma_T = \sigma_e$ , если в набегающем на водоем потоке  $T(z) = \text{const}$  и  $q(z) = \text{const}$ ) ошибка в определении  $h$ , естественно, скажется на  $\sigma_T$  и  $\sigma_e$  меньше, чем при определении  $\sigma_T$  на более высоких уровнях. Так, если абсолютная ошибка  $\Delta h = 500$  м при среднем значении  $h = 1000$  м, то относительная ошибка  $\Delta \sigma_T$  на уровне 2 м составляет 10—15 %, а на уровне 10 м 20—25 %. Можно полагать, что при обычном разбросе в определении  $h$ , составляющем  $\pm 300$ —400 м для  $h_{\text{ср}} = 1$  км, точность вычисления  $\sigma_T$  и  $\sigma_q$  по заданным значениям  $h$  является достаточной. Из табл. 2 следует, что в летний сезон перепад температур  $(T_h - T_1) \gg (T_{\text{п}} - T_1)$ , чем обеспечивается неустой-



Параметры пограничного слоя, полученные по средним месячным профилям метеорологических характеристик

| Параметр                | Месяц |      |      |       |       |      |      |      |  |  |
|-------------------------|-------|------|------|-------|-------|------|------|------|--|--|
|                         | III   | IV   | V    | VI    | VII   | VIII | IX   | X    |  |  |
| $h_v$ м                 |       |      |      |       |       |      |      |      |  |  |
| Ростов                  | 500   | 500  | 500  | 1000  | 1400  | 1400 | 900  | 500  |  |  |
| Куйбышев                | 500   | 600  | 600  | 900   | 900   | 900  | 600  | 600  |  |  |
| Волгоград               | 300   | 350  | 350  | 1500  | 1700  | 1800 | 600  | 350  |  |  |
| $h_p$ м                 | 280   | 430  | 470  | 620   | 580   | 540  | 420  | 340  |  |  |
| $h_d$ м                 | —     | 1100 | 1250 | 1110  | 1130  | 980  | 860  | —    |  |  |
| $\Delta T_{h_v}$ °C     | -0,6  | -1,0 | -1,2 | -4,7  | -7,6  | 7,0  | -3,0 | -0,9 |  |  |
| $(T_p - T_1)_{cp}$ °C   | —     | —    | -2,5 | -0,38 | -0,23 | 0,38 | 1,6  | 2,3  |  |  |
| $(e_p - e_1)_{cp}$ мбар | —     | —    | 4,2  | 9,9   | 15,7  | 15,5 | 11,0 | 5,6  |  |  |
| $\Delta e_{H_v}$ мбар   | —     | —    | -0,5 | -3,5  | -4,8  | 3,3  | -2,2 | -2,7 |  |  |

чивая стратификация в пограничном слое. Напротив, для перепадов влажности во все сезоны характерно выполнение соотношения  $(e_h - e_1) \ll (e_n - e_1)$ . Таким образом, в использованной нами схеме учет отклонений профиля влажности в набегающем потоке от константы будет сказываться на оценках гораздо меньше, чем перепад влажности у поверхности  $(e_n - e_1)$ . Влияние этого перепада проявляется прежде всего в оценках характеристик турбулентности, так как величина коэффициента  $\beta_1$  в уравнении баланса энергии турбулентности определяется разностью  $(e_n - e_1)$ . Если среднее значение коэффициента  $\beta$  в уравнении (9) при использовании характерных значений  $G$ ,  $h_v$  и  $(T_n - T_1)$  составляет около 1,0, то

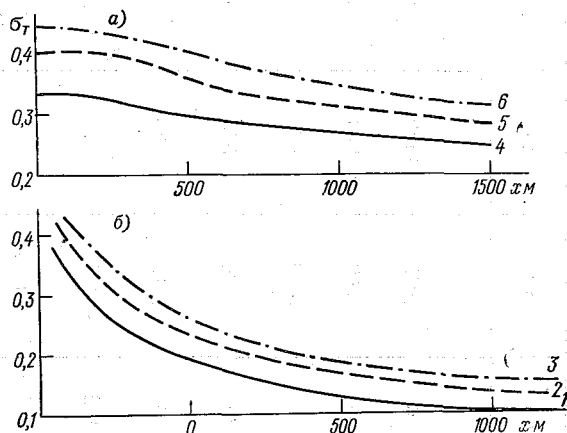


Рис. 3. Изменчивость  $\sigma_T$  в зависимости от выбора значения  $h$ .

а)  $z=2$  м, б)  $z=10$  м; 1, 4)  $h=500$  м, 2, 5)  $h=1000$  м, 3, 6)  $h=1500$  м.

значение коэффициента  $\beta_1$  (при тех же параметрах) в среднем оказывается равным 5,0. Рисунок 4 иллюстрирует влияние коэффициента  $\beta_1$  на значения  $\sigma_T$  на разных уровнях и демонстрирует необходимость учета стратификации влажности при расчете полей метеорологических характеристик в прибрежных районах. Следует подчеркнуть необходимость дальнейшего уточнения значений коэффициентов, входящих в расчетную схему.

Положив  $\beta = 1$ ,  $\beta_1 = 5$ ,  $a = 5$ ,  $\kappa = 0,40$ ,  $c = 0,046$ ,  $z_0$  суша = 1 см,  $z_0$  вода =  $10^{-4}$  см,  $G = 10$  м/с, мы рассчитали значения  $\sigma_T$  на разных высотах и различных удалениях от береговой линии для случая инверсионной стратификации над водоемом. Максимально приблизив условия в набегающем потоке к тем условиям, которые использованы при оценках значений  $\sigma_T$  в [14], мы получим тем не менее некоторое увеличение оцениваемых функций в прибрежной зоне на уровне 2 м над поверхностью (табл. 3). Это должно улучшить расчет средних месячных значений, помещенных в табл. 1.

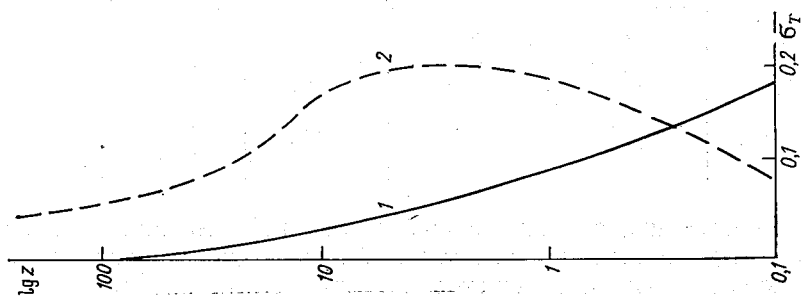


Рис. 5. Профиль отклонений  $\sigma_T$  на расстоянии  $x=500$  м от береговой линии.

1 — по данным из книги [4], 2 — расчет по модели [5, 6].

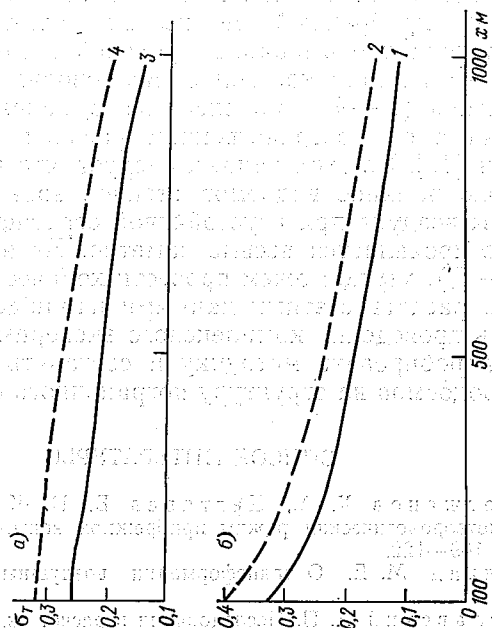


Рис. 4. Изменчивость  $\sigma_T$  в зависимости от выбора параметра  $\beta_1$ .

а)  $z=2$  м, б)  $z=10$  м; 1, б)  $\beta_1=5$ , 2, 4)  $\beta_1=0$ .

Для случаев значительной неустойчивости в набегающем потоке отклонения  $\sigma_T$  от значений, рекомендованных методикой Тимофеева, оказываются более существенными. Вертикальный профиль  $\sigma_T(z)$  заметно отличается от аналогичного профиля, приведенного в [14] (рис. 5). Максимум отклонений  $\sigma_T$  смещается вверх при удалении от береговой линии в глубь суши.

Таблица 3

Безразмерные отклонения  $\sigma_T = \frac{T - T_1}{T_n - T_1}$  для случая инверсионной стратификации над водоемом (на уровне 2 м), по методике Тимофеева [14] и по модели [5, 6]

| h км | Метод расчета | x км |      |      |      |
|------|---------------|------|------|------|------|
|      |               | 0,1  | 0,5  | 1    | 5    |
| 5    | [14]          | 0,18 | 0,10 | 0,06 | 0,01 |
|      | [5, 6]        | 0,20 | 0,13 | 0,09 | 0,03 |
| 10   | [14]          | 0,23 | 0,14 | 0,08 | 0,02 |
|      | [5, 6]        | 0,33 | 0,19 | 0,12 | 0,05 |
| 20   | [14]          | 0,25 | 0,17 | 0,12 | 0,04 |
|      | [5, 6]        | 0,36 | 0,22 | 0,16 | 0,10 |

К сожалению, отсутствие достаточно информативных экспериментальных данных не позволяет в настоящий момент провести корректное сравнение расчетов с результатами натурных наблюдений. В ряде случаев даже при наличии измеренных профилей температуры в прибрежной зоне нельзя сделать определенных выводов из-за неудачно выбранных условий эксперимента. Так, при малых  $(T_n - T_1)$  и широкой полосе мелководья были получены малые отклонения  $(T - T_1)$  в эксперименте, описанном в [16]. Интересные данные о пространственном распределении температуры помещены в [15]. Из этих данных следует, что на уровне 15 м над поверхностью влияние водоемов степной зоны на распределение температуры воздуха при неустойчивой стратификации в набегающем потоке проявляется весьма заметно. Не имея данных о разности  $(T_n - T_1)$ , мы не можем провести количественного сравнения результатов расчета с этими данными наблюдений. Очевидна необходимость проведения комплексного эксперимента, который позволил бы апробировать методику и составить верное суждение о влиянии водоемов на структуру пограничного слоя.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Ахметжанов Х. А., Дегтярев В. И. К оценке влияния озера Балхаш на метеорологический режим прибрежной зоны.— Труды КАЗНИГМИ, 1977, вып. 63, 109—122.
2. Берлянд М. Е. О трансформации воздушных масс.— Труды ГГО, 1953, вып. 41.
3. Браславский А. П. Исследования и расчет гидрологического режима озер и водохранилищ.— Алма-Ата; Наука, 1966.— 255 с.

4. Браславский А. П., Викулина З. А. Нормы испарения с поверхности водохранилищ.—Л.: Гидрометеиздат, 1954.—с. 211.

5. Вагер Б. Г., Надёжина Е. Д. Структура пограничного слоя атмосферы в условиях горизонтальной неоднородности.—Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана, 1975, т. 11, № 6, с. 565—573.

6. Вагер Б. Г., Надёжина Е. Д. Численные эксперименты по расчету горизонтально-неоднородного планетарного пограничного слоя.—Труды ГГО, 1975, вып. 326, с. 11—19.

7. Вендров С. Л., Дьяконов К. Н., Ретеюм А. Ю. Влияние водоемов на климат побережий в различных географических зонах.—В кн.: Влияние водохранилищ лесной зоны на прилегающие территории. М., Наука, 1970, с. 6—12.

8. Вендров С. Л., Малик Л. К. Опыт определения влияния крупных водохранилищ на местный климат.—Изв. АН СССР, сер. геогр., 1964, № 4, с. 35—46.

9. Дьяконов К. Н. Влияние крупных равнинных водохранилищ на леса прибрежной зоны.—Л.: Гидрометеиздат, 1975, с. 114.

10. Лазарева Н. А. Годовой ход некоторых характеристик пограничного слоя атмосферы над ЕТС.—Труды ГГО, 1964, вып. 154, с. 36—45.

11. Лайхтман Д. Л., Юдин М. И. Трансформация нижнего слоя воздуха под влиянием подстилающей поверхности.—ДАН СССР, 1953, т. 10, № 2, с. 111.

12. Лайхтман Д. Л. О физических принципах нормирования орошения.—Изв. АН СССР, сер. геофиз., 1955, № 6.

13. Орленко Л. Р. Строение планетарного пограничного слоя атмосферы.—Л.: Гидрометеиздат, 1979.—265 с.

14. Тимофеев М. П. Метеорологический режим водоемов.—Л.: Гидрометеиздат, 1963.—284 с.

15. Holmes R. M., Wright J. L. Measuring the effects of surface features on the atmospheric boundary layer with instrumented aircraft.—J. Appl. Meteor., 1978, vol. 17, p. 1163—1170.

16. Vugts H. F., Businger J. A. Air modification due to a step change in surface temperature. Bound. Lay. Meteor., 1977, vol. 11, p. 295—305.

**Л. П. Быкова**

# ЗАКОНОМЕРНОСТИ ИЗМЕНЕНИЯ ХАРАКТЕРИСТИК ТЕПЛО- И ВЛАГООБМЕНА НАД ОРОШАЕМЫМ ОАЗИСОМ

Одной из основных проблем агрометеорологии является изучение микроклимата, который создается при перемещении воздушной массы над различными сельскохозяйственными культурами. Исследование закономерностей изменения параметров тепло- и влагообмена в зависимости от характера растительного покрова и степени увлажнения почвы имеет большое значение при планировании и эксплуатации мелиоративных сооружений, проектировании системы лесных полос и т. д. Знание этих закономерностей позволит правильно подойти к разработке мероприятий, направленных на повышение урожайности сельскохозяйственных культур. Особо важную роль изучение указанной проблемы приобретает в условиях Средней Азии, где высокие и устойчивые урожаи существенно зависят от создаваемого режима орошения. Для этих районов важно учесть характер тех изменений метеорологического режима полей, которые происходят при проведении различных агротехнических мероприятий, например, при поливе, лесопосадках и т. д. Наибольший интерес представляют сведения о величине испарения с орошаемых полей, поскольку они необходимы для решения практических хозяйственных задач, связанных с расходом влаги.

**Постановка задачи.** Общие теоретические основы теплового и водного режима растительного покрова были заложены в работах [1, 5]. Попытка изучения изменений метеорологического режима при трансформации потока воздуха над растительным покровом предпринималась в работах [5, 6]. Обзор работ по динамическим аспектам трансформации воздушной массы над сложной поверхностью содержится в монографии [4].

Что касается изучения теплового и водного режима растительного ансамбля в горизонтально-неоднородных условиях, то такие исследования до сих пор выполнялись лишь на основе упрощенных физических представлений и при заданных значениях турбулентных потоков тепла и влаги на верхней границе приземного слоя.

Это не позволяло получить данные о компонентах теплового баланса как внутренних параметрах задачи, какими они по существу являются. Как известно, характер распределения энергии между составляющими теплового баланса в деятельном слое в основном определяет условия произрастания растений и в конечном итоге их продуктивность. Поэтому для решения поставленной задачи необходимо разработать модель, учитывающую взаимодействие процессов в системе почва—растительный покров—пограничный слой атмосферы.

Отметим, что вообще в теоретических моделях пограничного слоя атмосферы до сих пор влияние растительности на формирование граничных условий тепло- и влагообмена на подстилающей поверхности учитывается недостаточно. В настоящей работе сделана попытка комплексной оценки изменения метеорологического режима, в том числе и составляющих теплового баланса, при трансформации воздушной массы над сельскохозяйственной растительностью. Основные уравнения, описывающие процесс трансформации метеорологических полей в системе почва—растительный покров—пограничный слой атмосферы записываются следующим образом:

$$u \frac{\partial u}{\partial x} + w \frac{\partial u}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial z} \left( k \frac{\partial u}{\partial z} \right) + f v - \begin{cases} c_d s \sqrt{u^2 + v^2} \cdot u, & z \leq h; \\ 0, & z > h; \end{cases} \quad (1)$$

$$u \frac{\partial v}{\partial x} + w \frac{\partial v}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial z} \left( k \frac{\partial v}{\partial z} \right) - f (u - G) - \begin{cases} c_d s \sqrt{u^2 + v^2} \cdot v, & z \leq h; \\ 0, & z > h; \end{cases} \quad (2)$$

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0; \quad (3)$$

$$u \frac{\partial T}{\partial x} + w \left( \frac{\partial T}{\partial z} + \gamma_a \right) = \frac{\partial}{\partial z} \left( k \left( \frac{\partial T}{\partial z} + \gamma_a \right) \right) + \begin{cases} s D_T (T_w - T), & z \leq h; \\ d R / dz, & z > h; \end{cases} \quad (4)$$

$$u \frac{\partial q}{\partial x} + w \frac{\partial q}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial z} \left( k \frac{\partial q}{\partial z} \right) + \begin{cases} s D_q (q_w - q), & z \leq h; \\ 0, & z > h; \end{cases} \quad (5)$$

$$u \frac{\partial b}{\partial x} + w \frac{\partial b}{\partial z} = k \left[ \left( \frac{\partial u}{\partial z} \right)^2 + \left( \frac{\partial v}{\partial z} \right)^2 \right] \frac{g}{T_0} \left( \frac{\partial T}{\partial z} + \gamma_a \right) - 0,61 g \frac{\partial q}{\partial z} + \begin{cases} c_d s (V u^2 + v^2)^3, & z \leq h; \\ 0, & z > h; \end{cases} \quad (6)$$

$$k = c_0 \sqrt{b}, \quad (7)$$

$$\text{Здесь приняты следующие обозначения: } u, v, w \text{ — составляющие средней скорости ветра по осям } x, y \text{ и } z \text{ прямоугольной системы координат (ось } x \text{ направлена по геострофическому ветру, ось } z \text{ по вертикали вверх); } G \text{ — скорость геострофического ветра, } f \text{ — параметр Кориолиса; } k \text{ — коэффициент турбулентного обмена}$$

по вертикали;  $l$  — масштаб турбулентности;  $b$  — средняя энергия турбулентных пульсаций,  $\varepsilon$  — средняя скорость диссипации турбулентной энергии;  $T$ ,  $q$  — температура и удельная влажность воздуха соответственно;  $T_w$ ,  $q_w$  — то же для элементов растительности;  $D_T$ ,  $D_q$  — коэффициенты конвективной диффузии, характеризующие скорость тепло- и влагообмена между единицей поверхности листа и атмосферой;  $\gamma_a$  — сухоадиабатический градиент;  $h$  — высота растительного покрова;  $c_d$  — коэффициент аэродинамического сопротивления;  $s$  — площадь поверхности листы в единице объема.

Радиационный приток тепла  $\frac{dR}{dz}$ , так же как в работе [2], принят экспоненциально убывающим с высотой. В модели принято равенство коэффициентов турбулентного обмена для импульса, тепла и влаги.

Система уравнений (1) — (7) незамкнута. В данной работе используются различные схемы замыкания для двух разных слоев воздуха. В слое, свободном от растительности, т. е. на высотах, превышающих высоту растительного покрова, используется дифференциальное уравнение для скорости диссипации турбулентной энергии

$$u \frac{\partial \varepsilon}{\partial x} + w \frac{\partial \varepsilon}{\partial z} = c_{\varepsilon_1} c_0 b \left[ \left( \frac{\partial u}{\partial z} \right)^2 + \left( \frac{\partial v}{\partial z} \right)^2 - \right. \\ \left. - \frac{g}{T} \left( \frac{\partial T}{\partial z} + \gamma_a \right) - 0,61 g \frac{\partial q}{\partial z} \right] + \frac{\partial}{\partial z} \alpha_{\varepsilon} k \frac{\partial \varepsilon}{\partial z} - c_{\varepsilon_2} \frac{\varepsilon^2}{b}, \quad z > h, \quad (8)$$

где  $\alpha_{\varepsilon}$ ,  $c_{\varepsilon_1}$ ,  $c_{\varepsilon_2}$  — эмпирические постоянные.

Это уравнение было предложено Ханьяlichem и Лаундером [13], а впоследствии успешно применялось в работах [4, 8].

Соотношение (8) несколько модифицировано по сравнению с соотношением в работе [14], а именно для случая стратифицированного потока добавлены два последних слагаемых в выражении в квадратных скобках (по аналогии с уравнением баланса турбулентной энергии).

В слое растительного покрова для замыкания системы уравнений нами было предложено следующее выражение для масштаба турбулентности [4]:

$$l = \frac{\kappa z}{1 + 2,5z \sqrt{\frac{c_d s}{h}}}, \quad z \leq h.$$

Это соотношение получено на основе обобщения экспериментальных данных для растительного покрова в условиях, близких к нейтральным. Расчеты по такой модели дают более слабую по сравнению с натурными данными зависимость характеристик турбулентного режима от стратификации. В то же время, как показывают численные эксперименты, выбор подходящей формулы для  $l$  может служить одним из способов улучшения расчетной схемы. Из физических соображений ясно, что в растительном покрове вследствие разности температур лист—воздух должны появиться допол-



нительные силы плавучести, которые усиливают или подавляют турбулентное перемешивание. Исходя из этого, мы ввели дополнительный множитель в уравнение для масштаба турбулентности в растительности в виде

$$l = \frac{\alpha z}{1 + 2,5z \sqrt{\frac{c_d s}{h}}} \left[ 1 + \beta \frac{(T_w - T)}{T_0} \frac{z}{h} \right], \quad z \leq h, \quad (9)$$

где  $\beta$  — коэффициент пропорциональности. Безразмерная величина  $\beta \frac{(T_w - T)}{T_0} \frac{z}{h}$  отражает влияние дополнительного источника тепла в слое растительности на интенсивность перемешивания. Наилучшее согласование с экспериментальными данными получено при следующих значениях коэффициента  $\beta$ :

$$\beta = \begin{cases} 15 & \text{при } T_w > T; \\ 0 & \text{при } T_w \leq T. \end{cases}$$

В число искомых неизвестных задачи входит температура элементов растений. Для ее определения к рассмотренным равенствам присоединяется дифференциальное уравнение теплового баланса деятельного слоя растительности

$$\frac{dF_{\odot}}{dz} + \frac{dE^{\downarrow}}{dz} - \frac{dE^{\uparrow}}{dz} = c_p \rho s D_T (T_w - T) + L \rho s D_q (q_w - q). \quad (10)$$

Здесь  $F_{\odot}$  — поток суммарной солнечной радиации,  $E^{\downarrow}$ ,  $E^{\uparrow}$  — потоки инфракрасной радиации (ИКР),  $\rho$ ,  $c_p$  — плотность и удельная теплоемкость воздуха при постоянном давлении,  $L$  — скрытая теплота парообразования. Приходо-расход тепла, связанный с биологическими процессами (фотосинтез, дыхание и др.), как правило, не превосходит 1 % [11], этой величиной в задаче пренебрегаем.

При описании радиационного режима растительного покрова последний обычно моделируется в виде плоскопараллельного слоя мутной среды [10]. Лист растения с достаточно хорошим приближением можно считать серым телом, а поглощение и излучение его — изотропными. В этом случае уравнения переноса для потоков ИКР в растительном покрове имеют вид:

$$\begin{aligned} \frac{dE^{\downarrow}}{dz} &= \beta' \gamma_L s \Phi (E^{\downarrow} - E_L); \\ \frac{dE^{\uparrow}}{dz} &= \beta' \gamma_L s \Phi (E_L - E^{\uparrow}), \end{aligned} \quad (11)$$

где  $\beta' = 1,66$  — коэффициент диффузности излучения,  $\gamma_L$  — коэффициент ослабления длинноволновой радиации в мутной среде,  $\Phi$  — функция ориентации листы (при условии равномерной ориентации  $\Phi = 1/2$ ),  $E_L$  — поток излучения абсолютно черного тела при температуре листа.

На границах растительного покрова потоки ИКР определяются по соотношениям:  $E^{\uparrow}(0) = \delta \sigma T_v^4$ , где  $\delta \sigma T_v^4$  — собственное излучение земной поверхности и  $E^{\uparrow}(h) = \sigma T_v^4 (0,53 + 2,6 \sqrt{q_v})$ . Противозлучение атмосферы  $\sigma T_v^4 (0,53 + 2,6 \sqrt{q_v})$  задается по Бренту. Здесь  $\sigma$  — постоянная Стефана—Больцмана,  $\delta$  — излучательная способность подстилающей поверхности,  $T_v$ ,  $q_v$  — температура и влажность воздуха на высоте около 2 м над растительным покровом.

Принимается, что поток суммарной солнечной радиации в растительном покрове убывает по экспоненциальному закону [10]

$$F_{\odot}(z) = (1 - A_p) F_{\odot}(h) \exp\left(-\gamma_s \int_h^z s dz'\right), \quad (12)$$

где  $F_{\odot}(h)$  — поток солнечной радиации, поступающий на верхнюю границу растительного покрова,  $A_p$  — альбедо биомассы;  $\gamma_s$  — коэффициент ослабления растительным покровом коротковолновой радиации.

В моделях растительного покрова, которые рассматривались нами ранее [2, 3], были приняты условия достаточно хорошей обеспеченности растений почвенной влагой. При этом удельная влажность на поверхности листа полагалась равной насыщающей, а коэффициенты конвективной диффузии для водяного пара и тепла — одинаковыми.

В условиях водного дефицита устьичные просветы частично закрываются, внутреннее сопротивление диффузии пара повышается и транспирация с поверхности зеленых листьев сокращается. При расчетах к внешнему сопротивлению диффузии  $r = \frac{1}{D} \approx \frac{1}{D_T}$  добавляется внутреннее сопротивление устьиц  $r_a$ , так что  $\frac{1}{D_q} = r + r_a$ . Характеристики диффузионного сопротивления листьев изучались многими авторами [11, 15, 16]. Предложен ряд теоретических и полуэмпирических соотношений для определения  $r$  и  $r_a$ . Так, например, в практике значительное распространение получили полуэмпирические соотношения [15, 16]:

$$r = 60 (0,05 / \sqrt{u^2 + v^2})^{0,5}; \quad (13)$$

$$r_a = \left( 146 + \frac{3,6}{4,59 \cdot 10^{-4} F_{\odot} + 0,0015} \right). \quad (14)$$

Здесь единицы измерения — сантиметры, секунды и ватты. В теоретических расчетах принимается допущение, что характеристики сопротивления одинаковы для верхней и нижней сторон листа, а удельная влажность на поверхности листа равна насыщающей влажности при температуре листа. Соотношение (14) выполняется для средних условий увлажнения, в условиях пустыни и орошаемых оазисов его использование не дает хороших результатов. Вследствие этого нами было принято простое предположение, что

коэффициенты диффузионного сопротивления для тепла и влаги одинаковы и определяются по формуле (13), а удельная влажность на поверхности листа  $q_w$  связана с относительной влажностью воздуха в приповерхностном слое соотношением  $q_w = r_0 q_m(T_w)$ . Здесь  $r_0$  — относительная влажность в долях единицы, она задается на основании экспериментальных данных.

Для определения температуры земной поверхности используется уравнение теплового баланса поверхности почвы

$$(1 - A_0) E_0(0) + E^+(0) - E^-(0) = P_0 + LE_0 + \Pi, \quad (15)$$

где  $A_0$  — альбедо подстилающей поверхности;  $P = c_p \rho k \left( \frac{\partial T}{\partial z} \right)_{z=0} + \gamma_a$ ;  $LE_0 = -L \rho k \left( \frac{\partial q}{\partial z} \right)_{z=0}$  — вертикальные турбулентные потоки

тепла и влаги соответственно,  $\Pi = -\lambda \frac{T_s - T_0}{\xi}$  — поток тепла

в почву,  $\lambda$  — коэффициент теплопроводности почвы,  $T_s$  — температура на глубине затухания суточной температурной волны  $\xi$ . Левая часть соотношения (15) представляет собой радиационный баланс земной поверхности  $R$ .

Удельная влажность  $q_0$  в непосредственной близости от подстилающей поверхности определяется по соотношению

$$q_0 = r_0 q_m(T_0). \quad (16)$$

Нами рассматривается стационарная задача, решение которой пригодно для условий с относительно устойчивым радиационным режимом в течение нескольких часов.

В модели приняты следующие граничные условия.

1. На достаточно малой высоте под растительным покровом при  $z = z'_0$

$$u = v = w = 0; \quad \alpha_b k \frac{\partial b}{\partial z} = 0. \quad (17)$$

Условия на нижней границе для масштаба турбулентности, температуры, удельной влажности и потока длинноволновой радиации были приведены выше. В задаче для простоты пренебрегаем разностью температур между уровнями  $z = z'_0$  и  $z = 0$ . В принципе может быть внесена поправка, учитывающая эту разность с помощью полумпирических формул для вязкого подслоя.

2. На уровне, соответствующем высоте пограничного слоя  $z = H$ ,

$$u = G; \quad v = 0; \quad b = 0; \quad \alpha_b k \frac{\partial \varepsilon}{\partial z} = 0; \quad T = \text{const}; \quad q = \text{const}. \quad (18)$$

3. На глубине затухания суточной температурной волны ( $z = \xi$ )  $T_s = \text{const}$ .

4. Поля метеорологических элементов в набегающем потоке (при  $x = 0$ ) находятся из решения системы уравнений (1) — (18).

в горизонтально-однородных условиях (при отсутствии в исходных уравнениях адвективных членов).

Система уравнений (1)–(18) решалась численно. Основные расчетные методы изложены в монографии [4]. Расчеты выполнялись при следующих значениях внешних параметров и констант:  $f = 1,26 \cdot 10^{-4} \text{ с}^{-1}$ ;  $c_0 = 0,06$ ;  $\alpha_b = \alpha_e = 1$ ;  $x = 0,4$ ;  $\gamma_l = 0,58$ ;  $\gamma_s = 0,2$ ;  $H = 1000 \text{ м}$ ;  $z'_0 = 10^{-3} \text{ м}$ ;  $F_0(h) = 906 \text{ Вт/м}^2$ . Характеристики пустыни:  $A_0 = 23 \%$ ;  $r(0,25 \text{ м}) = 0,23$ ;  $\lambda = 0,197 \text{ Вт/(м} \cdot ^\circ\text{С)}$ . Характеристики хлопкового поля:  $A_0 = 18 \%$ ;  $r(0,25 \text{ м}) = 0,52$ ;  $\lambda = 1,197 \text{ Вт/(м} \cdot ^\circ\text{С)}$ .

**Анализ результатов расчета.** Результаты расчета по рассмотренной модели были сопоставлены с экспериментальными данными. Исходным материалом при этом служили данные экспедиционных наблюдений в районе ст. Бахарден (Средняя Азия) в июле—августе 1977 г.

За время экспедиции были выполнены измерения характеристик течения над однородной пустыней, а также над орошаемым хлопковым полем. Станция наблюдения на хлопковом поле размещалась на расстоянии 300 м от границы с пустыней по направлению ветра.

Параметры, характеризующие внешние условия, получены по данным самолетного зондирования ( $T_H = 24^\circ\text{С}$ ,  $q_H = 4,7 \text{ г/кг}$ ), синоптических карт ( $G \simeq 10 \text{ м/с}$ ) и наблюдений за температурой почвы ( $\xi = 80 \text{ см}$ ,  $T(\xi) = 33^\circ\text{С}$ ). Геометрические и аэродинамические характеристики хлопкового поля заданы на основании измерений массы биоценоза с привлечением данных, приведенных в работе [7].

Осредненные за весь период наблюдений значения метеорологических характеристик над пустыней и результаты расчета по модели представлены в табл. 1.

Таблица 1

Характеристики турбулентного режима приземного потока воздуха над пустыней в полуденные часы

| Метеорологическая характеристика | Вт/м <sup>2</sup> |     |      |       | $T_0, ^\circ\text{С}$ | $z = 1 \text{ м}$   |                   |
|----------------------------------|-------------------|-----|------|-------|-----------------------|---------------------|-------------------|
|                                  | $R$               | $P$ | $LE$ | $\Pi$ |                       | $T, ^\circ\text{С}$ | $q, \text{ г/кг}$ |
| Наблюдаемая                      | 467               | 411 | 14   | 42    | 58,0                  | 37,9                | 5,7               |
| Рассчитанная                     | 411               | 279 | 56   | 70    | 60,6                  | 37,3                | 7,0               |

Приведенная таблица свидетельствует о том, что в целом результаты расчета вполне сопоставимы с данными наблюдений. Наибольшие относительные расхождения отмечаются между значениями турбулентного потока влаги, абсолютное значение которого очень мало. Заниженное рассчитанное значение радиационного баланса поверхности по сравнению с наблюдаемым связано

с тем, что модель несколько завышает температуру, а следовательно, и собственное излучение земной поверхности. Небольшое нарушение полученного по модели баланса тепла связано с погрешностями численного расчета.

Что касается изменений турбулентного режима приземного слоя при натекании воздушной массы на орошаемое поле, то очевидно, что на орошаемом поле влажность почвы и прилегающего слоя воздуха существенно увеличивается. Это приводит к резкому повышению расхода тепла на испарение и транспирацию и соответственно к понижению температуры растений, почвы и воздуха. При достаточном увлажнении, когда большая часть радиационного тепла затрачивается на испарение, распределение температуры по высоте может иметь инверсионный характер. При этом турбулентный поток тепла над орошаемым полем меняет знак (так называемый оазисный эффект). На рис. 1 показаны рассчитанные изменения турбулентного потока тепла на различных расстояниях от края при натекании воздушной массы на хлопковое поле. Как видно из рисунка, высота слоя инверсии растет вместе с ростом внутреннего пограничного слоя.

На рис. 2 даны изолинии температуры над хлопковым полем. Пунктирной линией показано изменение высоты внутреннего пограничного слоя. Полученные из расчетов контрасты между температурами воздуха над пустыней ( $x = 0$ ) и орошаемым полем ( $x = 1$  м) на высоте 2 м составляют  $4,5^\circ\text{C}$ . Максимальные контрасты температуры наблюдаются на поверхности почвы до  $25^\circ\text{C}$ . Эти результаты согласуются с данными наблюдений над хлопковым полем. В настоящее время много внимания уделяется термическому влиянию городов на окружающую атмосферу и, в частности, процессу возникновения над городом так называемого острова тепла. В рассматриваемом случае можно говорить о возникновении над орошаемым оазисом острова холода.

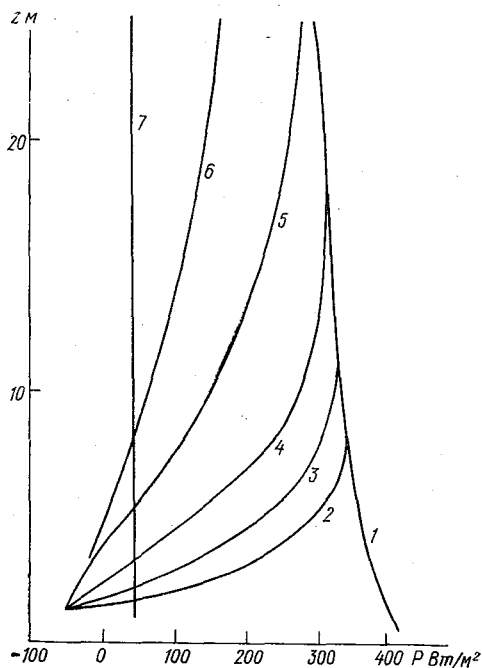


Рис. 1. Вертикальные профили турбулентного потока тепла на различных расстояниях от границы хлопкового поля.

При  $x$ , равном: 1) 0, 2) 10 м, 3) 50 м, 4) 100 м, 5) 300 м, 6) 600 м, 7) установившийся режим над новой поверхностью.

БСЮТ  
60°

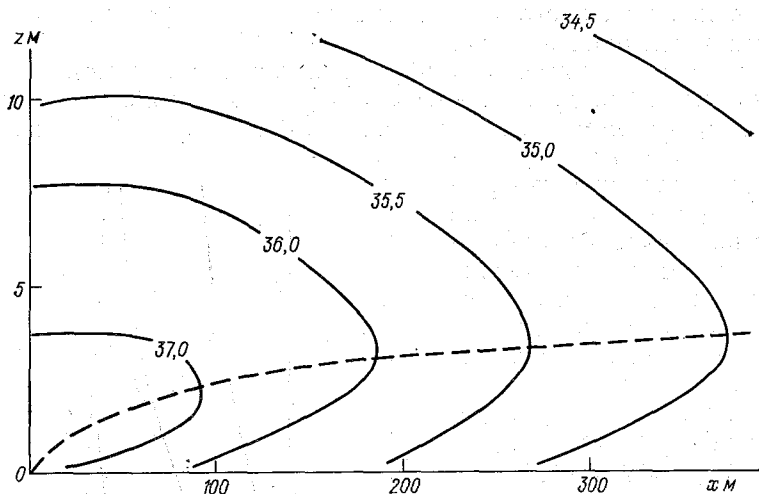


Рис. 2. Рассчитанные изотермы ( $^{\circ}\text{C}$ ) воздушного потока, натекающего с пустыни на орошаемое хлопковое поле.

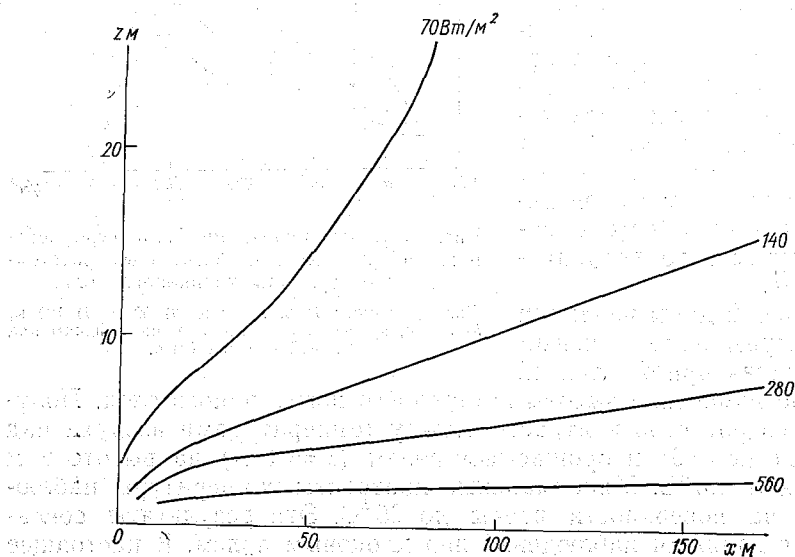


Рис. 3. Изолинии турбулентного потока влаги над орошаемым полем.

На рис. 3 показаны изменения турбулентного потока влаги при трансформации. Поток водяного пара на границе раздела пустыня—орошаемое поле увеличивается скачком, затем его численное значение (непосредственно над хлопковым полем) остается постоянным на больших расстояниях, а изменения  $LE$  захватывают по мере движения воздуха все большую область по вертикали.

В качестве дополнительной иллюстрации приведем табл. 2, где представлены некоторые результаты сравнения рассчитанных данных с наблюдаемыми значениями метеорологических характеристик орошаемого поля на расстоянии 300 м от границы раздела.

Таблица 2

**Характеристики турбулентного режима над орошаемым хлопковым полем  
(экспериментальные данные в сравнении с расчетами по модели)**

| Метеорологическая характеристика | Вт/м <sup>2</sup> |     |      |       | $T_0$ °C | $z=2,1$ м |          |
|----------------------------------|-------------------|-----|------|-------|----------|-----------|----------|
|                                  | $R$               | $P$ | $LE$ | $\Pi$ |          | $T$ °C    | $q$ г/кг |
| Наблюдаемая                      | 711               | —28 | 655  | 84    | 33,7     | 35,1      | 8,6      |
| Рассчитанная                     | 669               | —21 | 655  | 7     | 34,9     | 34,3      | 8,7      |

Расчеты показывают, что радиационный баланс орошаемого поля увеличивается по сравнению с пустыней почти в 1,5 раза, такие же изменения отмечаются и по данным наблюдений. Увеличение радиационного баланса над хлопковым полем связано с понижением температуры деятельного слоя и уменьшением вследствие этого потерь тепла за счет длинноволнового излучения, а также уменьшением альбедо хлопкового поля по сравнению с альбедо пустыни.

Возможной причиной расхождения между наблюдаемыми и рассчитанными значениями потока тепла в почву является использование гипотезы линейного изменения температуры почвы по глубине в расчетной модели, в то время как реальное распределение температуры по глубинам в почве имеет весьма сложный характер.

Как следует из данных, приведенных в табл. 1 и 2, в целом наблюдается удовлетворительное согласование результатов расчета с данными наблюдений, что позволяет сделать вывод о том, что теоретическая модель качественно правильно отражает физику процесса. Однако разработанная модель при всей сложности содержит целый ряд упрощений и дополнительных предположений.

Так, одной из центральных проблем теории остается вопрос о замыкании системы уравнений. Для более широкого использования принятой здесь гипотезы для масштаба турбулентности о растительности (9) необходимо накопление фактического материала о турбулентном режиме растительного покрова в неравновесных условиях. Вопрос о том, в какой мере заданное значение

коэффициента  $\beta$  можно распространить на другие районы, требует уточнения.

Помимо этого дальнейшее углубление теории, по-видимому, должно идти в направлении более строгого описания процессов тепло- и влагообмена между листом и окружающим воздухом.

Подводя итоги, можно сказать, что рассмотренная здесь модель в целом удовлетворительно описывает реальные процессы и позволяет количественно оценить краевой и оазисный эффекты в орошаемых оазисах. Она может служить базой для решения широкого круга задач, стоящих перед агрометеорологией.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Будыко М. И., Гандин Л. С. К теории теплового режима растительного покрова.— Труды ГГО, 1968, вып. 229, с. 3—24.
2. Быкова Л. П. Расчет характеристик тепло- и влагообмена в пограничном слое атмосферы над растительным покровом.— Труды ГГО, 1977, вып. 398, с. 41—50.
3. Быкова Л. П. Моделирование суточных изменений метеорологического режима в пограничном слое атмосферы над растительным покровом.— Труды ГГО, 1977, вып. 399, с. 52—63.
4. Дубов А. С., Быкова Л. П., Марунич С. В. Турбулентность в растительном покрове. —Л.: Гидрометеиздат, 1978.— 182 с.
5. Менжулин Г. В. Моделирование метеорологического режима растительного покрова.— Труды ГГО, 1974, вып. 318, с. 5—34.
6. Менжулин Г. В., Циприс И. Б. О закономерностях трансформации приземного потока в растительности.— Труды ГГО, 1974, вып. 318, с. 59—67.
7. Мищенко З. А., Николаева З. И., Купченко Г. С. Особенности формирования фитолимата на полях хлопчатника и сорго. Труды ГГО, 1969, вып. 248, с. 97—117.
8. Надёжина Е. Д. Об использовании дифференциальных уравнений для вторых моментов в моделях пограничного слоя атмосферы.— Труды ГГО, 1975, вып. 362, с. 3—14.
9. Раунер Ю. Л. Тепловой баланс растительного покрова.— Л.: Гидрометеиздат, 1972.— 210 с.
10. Роос Ю. К. Радиационный режим и архитектура растительного покрова.— Л.: Гидрометеиздат, 1975.— 342 с.
11. Слейчер Р. Водный режим растений.— М.: Мир, 1970.— 365 с.
12. Солопов А. В., Демидов В. Н. Физическая и математическая модель тепло- и влагообмена в трехмерной системе почва—атмосфера и орошаемый оазис—полупустыня.— В кн.: Исследования процессов обмена энергией и веществом в системе почва—растение—воздух. Л., Наука, 1972, с. 186—190.
13. Hanjalić K., Launder B. E. A Reynolds stress model of turbulence and application to thin shear flows.— J. Fluid Mech., 1972, vol. 52, N 4, p. 609—638.
14. Kondo J., Akashi S. Numerical studies on the two-dimensional flow in horizontally homogeneous canopy layers. Boundary—Layer Meteorol., 1976, vol. 10, N 3, p. 255—272.
15. Mehlenbacher L. A., Whitfield D. W. A. Modelling thermal eddy diffusivity at canopy height. Boundary—Layer Meteorol. 1977, vol. 12, N 2, p. 153—170.
16. Stewart D. W., Lemon E. R. The energy budget at the earth's surface: A simulation of net photosynthesis of field corn. Microclimate investigations intern. RPT 69-3. U.S.D.A. Cornell Univ. Ithaca, New York, 1969.



*Л. П. Быкова*

## **ПРЕДВАРИТЕЛЬНАЯ ОЦЕНКА ВЛИЯНИЯ ЛЕСНЫХ ПОЛОС НА МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЙ РЕЖИМ ОРОШАЕМЫХ ПОЛЕЙ**

Рост сельскохозяйственной продукции в зонах недостаточного увлажнения может быть обеспечен только при условии применения комплекса мелиоративных мероприятий. В настоящее время исследуются возможности переброски части стока сибирских рек в засушливые районы Средней Азии в целях лучшего использования природных ресурсов. В системе этих мероприятий очень важное место занимает разведение защитного лесонасаждения на орошаемых землях.

В настоящее время накоплен достаточно большой экспериментальный материал по влиянию лесных полос на микроклимат прилегающих территорий [3—6]. Эти данные в большинстве своем относятся к режиму ветра и турбулентного обмена, влияние же полос на тепло- и влагообмен пока еще мало изучено. Что касается теоретических исследований этого вопроса, основанных на учете теплового и влажностного взаимодействия потока воздуха с лесной полосой, то они до сих пор не проводились.

В [1] разработана модель и проведены расчеты изменения характеристик турбулентного режима воздушного потока при натекании его с пустыни на орошаемое хлопковое поле. В настоящей работе будет рассмотрено, как модифицируется решение в случае, если пустыню и поле разделяет лесная полоса. Основные уравнения модели, описывающие обмен массой и энергией в системе почва—растительный покров—пограничный слой атмосферы, приведенные в работе [1], остаются неизменными. Меняются лишь характеристики поверхности вдоль потока (по оси  $x$ ). Последовательность изменения этих характеристик дана в табл. 1. Здесь  $L'$  — ширина лесной полосы;  $h$  — средняя высота растительного покрова;  $c_d$  — коэффициент аэродинамического сопротивления;  $s$  — площадь поверхности биомассы в единице объема. Поскольку в модели ось  $x$  совпадает с направлением геострофического ветра, приземный поток направлен под углом около  $20^\circ$  к полосе. Расчеты относятся к условиям ясного летнего дня.

Свойства участков поверхности, на которые набегают воздушный поток

| Участок поверхности             | $h$ м | $c_d$ | $s$ м <sup>-1</sup> |
|---------------------------------|-------|-------|---------------------|
| $x=0$ , пустыня                 | 0,3   | 0,5   | 2                   |
| $0 < x \leq L'$ , лесная полоса | 10    | 0,03  | 1, 2, 3, 4          |
| $x > L'$ , хлопковое поле       | 0,9   | 0,1   | 8                   |

Под влиянием взаимодействия воздушного потока с лесной полосой генерируется дополнительная турбулентная энергия  $b$ , которая механизмом диффузии выносится за пределы крон. Таким образом, над лесом формируется внутренний пограничный слой с повышенной энергией турбулентности. Однако в лесной полосе происходит разбиение крупных вихрей на мелкие, которое приводит к уменьшению характерного масштаба энергии турбулентности  $l$ . Последний фактор является превалирующим и в соответствии с формулой  $k = l\sqrt{b}$  вызывает уменьшение коэффициента турбулентного обмена. Эта зона с ослабленным турбулентным обменом является как бы задерживающим слоем, который препятствует турбулентному перемешиванию выше и ниже лежащих слоев воздуха. От степени развития этой зоны зависит горизонтальное расстояние, до которого распространяется влияние лесных полос.

Непосредственно за лесной полосой (от подстилающей поверхности и примерно до высоты растительного покрова) поток определенное время сохраняет свойства, которые сформировались при прохождении его внутри полосы. Скорость ветра здесь ослаблена, напряжение турбулентного трения растет с высотой. Изменяются также характеристики тепло- и влагообмена. На рис. 1 и 2 показано, как изменяются температура воздуха  $T^*$  и турбулентный поток водяного пара  $LE^*$  над орошаемым хлопковым полем, защищенным лесной полосой, по сравнению с соответствующими величинами над открытым полем ( $T$  и  $LE$ ). Согласно расчетам, температура воздуха за полосой понижается по сравнению с температурой на незащищенном поле. Различие между температурами воздуха непосредственно над орошаемым полем при высоте лесной полосы 10 м составляет в среднем (от заветренного края полосы до расстояния, равного  $15h$ )  $1,5^\circ\text{C}$ . Этот результат согласуется с данными наблюдений [3, 4], согласно которым в оазисах Средней Азии на защищенных полосами полях температура воздуха понижается на  $1,2\text{--}3^\circ\text{C}$ . По мнению авторов работ [3, 4] такое понижение температуры в приземном слое может иметь существенное значение для сохранения урожая.

Некоторое повышение температуры воздуха за лесной полосой на уровне верхней ее границы и выше, которое отмечается на рис. 1 (напомним, что все эти данные приводятся в сравнении с незащищенным полем), обусловлено нагреванием верхней части кроны

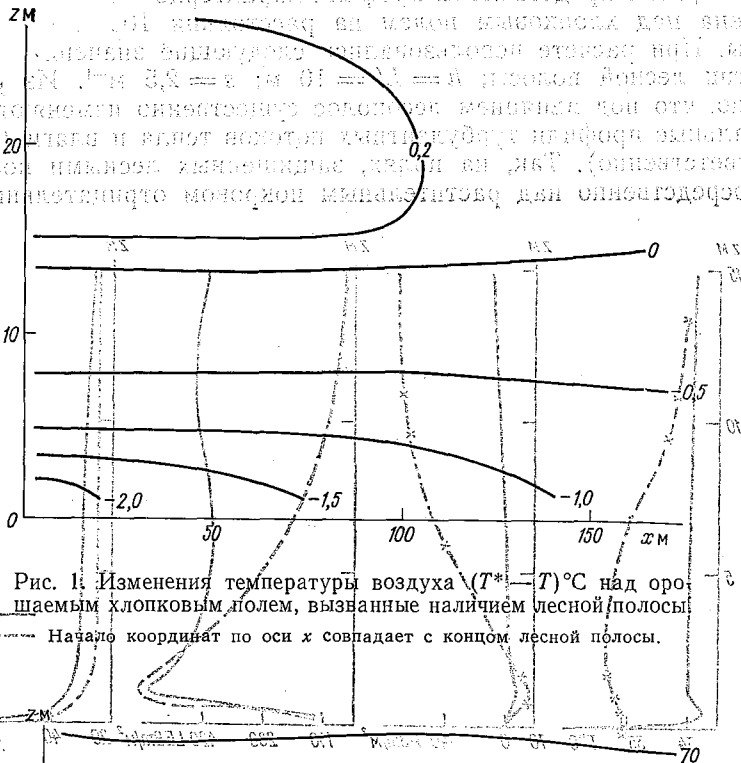


Рис. 1. Изменения температуры воздуха ( $T^{\circ}C$ ) над орошаемым хлопковым полем, вызванные наличием лесной полосы.  
 1 — Начало координат по оси  $x$  совпадает с концом лесной полосы.

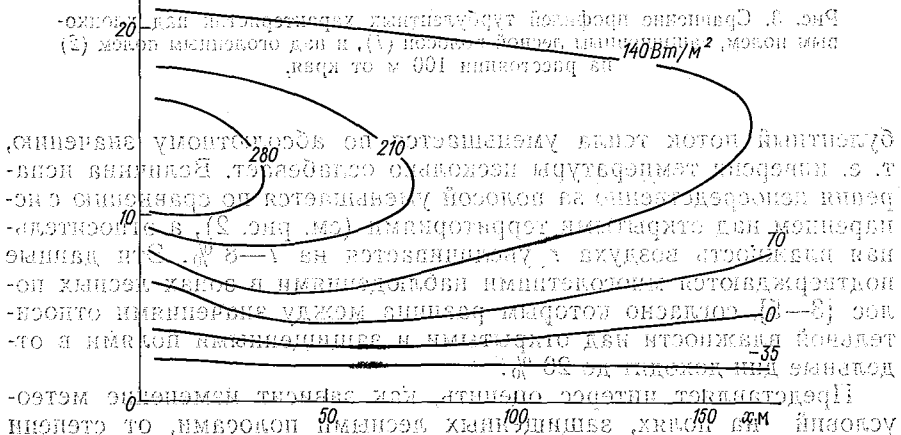


Рис. 2. Расчетные разности между значениями турбулентного потока влаги на защищенном и открытом поле ( $LE^* - LE$ ) в орошаемом поле в зависимости от расстояния от лесной полосы.

деревьев солнечной радиацией и повышением здесь температуры воздуха благодаря теплообмену.

На рис. 3 представлены профили характеристик тепло- и влагообмена над хлопковым полем на расстоянии 100 м от его границы. При расчете использовались следующие значения характеристик лесной полосы;  $h = L' = 10$  м;  $s = 2,5$  м<sup>-1</sup>. Из рисунка видно, что под влиянием лесополос существенно изменяются вертикальные профили турбулентных потоков тепла и влаги ( $P$  и  $LE$  соответственно). Так, на полях, защищенных лесными полосами, непосредственно над растительным покровом отрицательный тур-

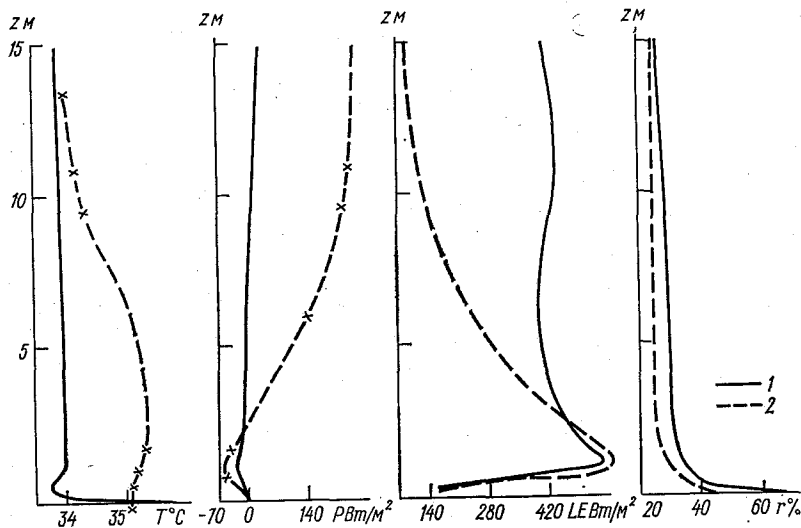


Рис. 3. Сравнение профилей турбулентных характеристик над хлопковым полем, защищенным лесной полосой (1), и над оголенным полем (2) на расстоянии 100 м от края.

булентный поток тепла уменьшается по абсолютному значению, т. е. инверсия температуры несколько ослабевает. Величина испарения непосредственно за полосой уменьшается по сравнению с испарением над открытыми территориями (см. рис. 2), а относительная влажность воздуха  $r$  увеличивается на 7—8 %. Эти данные подтверждаются многолетними наблюдениями в зонах лесных полос [3—5], согласно которым разница между значениями относительной влажности над открытыми и защищенными полями в отдельные дни доходит до 20 %.

Представляет интерес оценить, как зависит изменение метеоусловий на полях, защищенных лесными полосами, от степени увлажнения почвы в полосе. Для этого нами рассчитан пример натекания потока воздуха на орошаемое поле при условии, что значение относительной влажности воздуха в лесной полосе близко к ее значению в пустыне. Как показали расчеты, в этом случае

уменьшения транспирации и понижения температуры воздуха за лесной полосой по сравнению с открытыми участками почти не происходит, т. е. влияние «сухих» лесных полос ограничивается чисто динамическими факторами.

Существует мнение [4, 5], что все изменения температурного режима и испарения на полях, защищенных лесными полосами, являются результатом уменьшения коэффициента турбулентного обмена. Изменение его величины действительно оказывает решающее влияние на формирование напряжения турбулентного трения за полосой. Однако для тепло- и влагопереноса, по-видимому, преобладающими оказываются другие факторы. Так, именно ослабление турбулентного обмена за сухой лесополосой ведет к повышению температуры деятельной поверхности и вследствие этого к резкому увеличению вертикальных градиентов температуры, так что турбулентный поток тепла изменяется мало по сравнению с аналогичным потоком над незащищенным полем.

Само по себе уменьшение коэффициента турбулентного обмена не привело бы также и к уменьшению испарения на орошаемом поле, поскольку при ослабленном турбулентном обмене резко увеличиваются градиенты удельной влажности в приповерхностном слое.

Из анализа результатов расчета по модели (при различной степени транспирации в полосе) становится ясным, что помимо ослабленного турбулентного обмена на режим тепла и влаги за полосой оказывает влияние тепловое и влажностное взаимодействие воздуха с элементами лесополосы. Дело в том, что внутри лесной полосы транспирация с зеленых листьев приводит к понижению температуры листвы, а следовательно, и воздуха (благодаря теплообмену лист—воздух) в межлистном пространстве. Соответственно повышается влажность воздуха за счет влагообмена. Эти свойства воздушного потока сохраняются и при его дальнейшем перемещении, в результате чего изменяются характеристики тепла и влаги за полосой. Подтверждением этого явились результаты модельных расчетов для сухих лесных полос.

Принимая во внимание эти соображения, можно сделать вывод, что максимальный эффект теплового и влажностного влияния лесных полос на прилегающие поля может быть достигнут при достаточно интенсивном и продолжительном взаимодействии потока с элементами полосы. Действительно, как показывают расчеты, с увеличением густоты насаждений (т. е. при наличии подлеска) эти эффекты усиливаются. Однако густота полосы может быть увеличена лишь до определенного предела — полоса должна быть достаточно хорошо продуваемой, чтобы поток проходил сквозь нее, а не переваливал через нее. Точно так же влияние лесных полос на тепло- и влагообмен усиливается с увеличением ширины полосы до тех пор, пока полоса достаточно хорошо продувается.

В результате численных экспериментов оказалось возможным сделать некоторые приближенные оценки параметров лесополосы,

оптимальной по характеру воздействия ее на тепло- и влагообмен прилегающих полей. По нашим оценкам, безразмерная величина  $sL$  в нижней и средней части полосы должна лежать в пределах 20—30.

Все это говорит о том, что при проектировании лесонасаждений важное значение имеет подбор древесных пород (как самой полосы, так и подлеска), обеспечивающих максимально возможную транспирацию в лесной полосе.

Из анализа результатов расчета по модели можно сделать вывод, что роль лесных полос на орошаемых землях очень велика. Они создают условия для более продуктивного использования почвенной влаги и тем самым снижают расход воды из оросительных каналов, способствуют понижению температуры и одновременно повышению относительной влажности воздуха.

Дальнейшее изучение характеристик турбулентности в переходных зонах и вблизи лесных полос должно позволить уточнить сделанные в данной работе выводы, которые следует рассматривать как предварительные.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Быкова Л. П. Закономерности изменения характеристик тепло- и влагообмена над орошаемым оазисом. См. на с. 38.
2. Дубов А. С., Быкова Л. П., Марунин С. В. Турбулентность в растительном покрове. — Л.: Гидрометеиздат, 1978. — 182 с.
3. Захаров П. С., Варышман Ф. С., Горяинов В. М. Система лесных полос и урожай. — М.: Лесная промышленность, 1974. — 168 с.
4. Защитное лесоразведение на орошаемых землях. Под ред. А. М. Степанова. — М.: Лесная промышленность, 1973. — 119 с.
5. Каргов В. А. Лесные полосы и увлажнение полей. — М.: Лесная промышленность, 1971. — 113 с.
6. Копетьяков В. А., Руд. Струзеф Л. Ф. Лесные полосы и урожай. — Л.: Гидрометеиздат, 1965. — 176 с.

Б. Г. Вагер, Е. Д. Надёжина

## ОБ УЧЕТЕ ПОПЕРЕЧНОЙ ДИФФУЗИИ ПРИ РАСЧЕТЕ ТЕПЛО- И ВЛАГООБМЕНА ВБЛИЗИ НЕОДНОРОДНЫХ ПОВЕРХНОСТЕЙ

При решении многих прикладных задач, особенно при изучении процессов распространения примесей в атмосфере возникает необходимость исследования поперечной турбулентной диффузии в разных условиях термической стратификации и на разных высотах. Экспериментальная изученность этой проблемы не может считаться достаточной, несмотря на интересные результаты, которые получены в этой области в последнее время, в том числе и для приземного слоя атмосферы (например, [4]). При моделировании процессов рассеяния примесей с использованием параболического уравнения диффузии возникают значительные трудности, связанные с учетом турбулентного перемешивания в направлении, перпендикулярном вектору средней скорости ветра.

Примером работ такого рода может служить работа [6], в которой исследуется вопрос об испарении с полос чистой воды и льда, расположенных поперек ветра.

Аналитические модели трехмерной диффузии нашли ограниченное применение в силу громоздкости полученных решений [2, 3, 7]. Первые численные решения квазистационарного полуэмпирического уравнения турбулентной диффузии были получены довольно давно [5]. Однако в настоящее время ощущается потребность в дальнейшем развитии моделей трехмерной диффузии в связи с новыми практическими проблемами, привлекающими всеобщее внимание. К ним относятся, например, задачи, связанные с оценками возможного загрязнения воздуха в районе автострад, с изменениями влагообмена вблизи поверхности загрязненной воды, и т. п.

Попытаемся показать один из возможных подходов к решению последней задачи. Известно, что поверхностные пленки загрязняющих веществ оказывают заметное влияние на испарение с водоемов, в отдельных случаях уменьшая его до нуля (нефтяные пленки). При этом термический режим в окрестности загрязняющего пятна существенно не меняется. Кроме того, показано [8], что

в квазистационарном состоянии слики загрязняющих веществ за счет циркуляции, развивающейся в приповерхностном слое воды, группируются на поверхности таким образом, что поверхность оказывается покрытой чередующимися полосами загрязняющего вещества и чистой воды. Полосы вытянуты вдоль направления среднего ветра. Характерная ширина таких полос в море составляет от 10 до 15 м [9], на внутренних водоемах ширина их будет, очевидно, еще меньше. В таких условиях на структуре приводного слоя, во всяком случае, на распределении влажности, будет сказываться горизонтальный обмен, развивающийся в направлении, поперечном скорости ветра. Квазистационарное уравнение влагопереноса в этом случае запишется в виде

$$u \frac{\partial q}{\partial x} = \frac{\partial}{\partial z} k_z \frac{\partial q}{\partial z} + \frac{\partial}{\partial y} k_y \frac{\partial q}{\partial y}, \quad (1)$$

где  $q$  — удельная влажность,  $u$  — горизонтальная компонента скорости ветра,  $k_z$ ,  $k_y$  — компоненты тензора коэффициента обмена по осям  $z$  и  $y$ .

Турбулентный обмен в направлении  $x$  считается малым. Предположив, что в силу малых размеров неоднородностей на поверхности возмущения, возникшие над ними, не проникают до больших высот, зададим при нейтральной стратификации скорость ветра логарифмической функцией, а коэффициент вертикального турбулентного обмена линейной функцией высоты:

$$u(z) = \frac{u_*}{\kappa} \ln \frac{z}{z_0}; \quad (2)$$

$$k_z = \kappa u_* z, \quad (3)$$

где  $z_0$  — шероховатость поверхности.

До настоящего времени остается неясным вопрос оптимальной аппроксимации коэффициента  $k_y$ . Наибольшее число работ по квазистационарной диффузии примеси выполнено с использованием степенных выражений вида  $u \sim z^p$ ,  $k_z \sim z^m$  и  $k_y \sim z^n$ , причем частный случай такой аппроксимации  $k_y = \alpha u$  пользовался наибольшей популярностью [5]. Ямамото и Шимануки [5] на основе численных экспериментов исследовали решение, в котором коэффициент поперечной диффузии задается выражением  $k_y = \alpha(\xi_0) \cdot k_z$ , (здесь  $\alpha(\xi_0)$  — коэффициент, зависящий от стратификации приповерхностного слоя воздуха). Они оценили численные значения  $\alpha$  при нейтральной, неустойчивой и устойчивой стратификации.

Естественно начать решение нашей задачи со случая нейтральной стратификации, тем более, что над водой этот случай термической стратификации осуществляется достаточно часто. Мы использовали два варианта задания коэффициента  $k_y$ :

$$k_y = \alpha \cdot u(z), \quad (4)$$

$$k_y = \kappa u_* z \left( \frac{z}{h} \right)^m. \quad (5)$$



Выражение (5) — аналог аппроксимации, использованной Ямамото и Шимануки [5]. Использование выражения (5) позволит обобщить решение на случай произвольной температурной стратификации.

Направим ось  $x$  по направлению скорости ветра  $u$ , ось  $z$  — вертикально вверх и зададим в плоскости  $xy$  полосу, задерживающую испарение с поверхности, так, как это показано на рис. 1. Граничные условия при этом сформулируем таким образом:

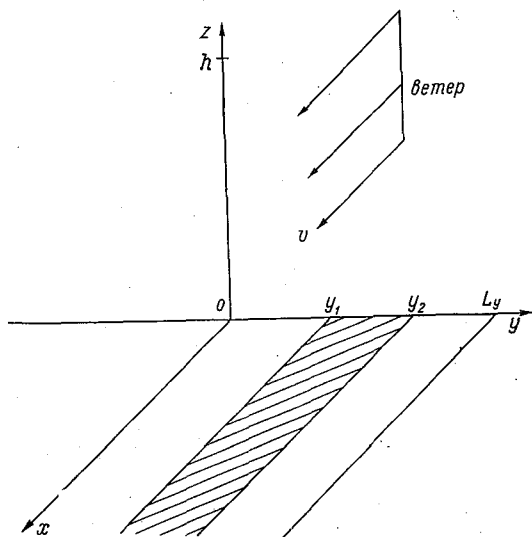


Рис. 1. Пространственная схема расположения полосы нулевого испарения.

$$q = q_1(z) \text{ при } x = 0; \quad (6)$$

$$q = q_1(z) \text{ при } y = 0; \quad (7)$$

$$q = q_1(z) \text{ при } y = L_y; \quad (8)$$

$$\left. \begin{aligned} k \frac{\partial q}{\partial z} &= Q_0, \quad (y < y_1) \cup (y > y_2); \\ k \frac{\partial q}{\partial z} &= 0, \quad y_1 \leq y \leq y_2; \end{aligned} \right\} \text{ при } z = z_0; \quad (9)$$

$$q = q_h \text{ при } z = h, \quad (10)$$

где  $q_1(z)$  — известная функция высоты,  $Q_0$  — заданный поток влаги,  $L_y$  — ширина исследуемой области,  $y_1, y_2$  — ординаты левого и правого края пятна,  $h$  — высота приземного подслоя. Введем масштабы

величин и перепишем уравнение (1) и граничные условия (6) — (10) в безразмерной форме:

$$\frac{h}{L_x} \tilde{u} \frac{\partial \tilde{q}}{\partial \tilde{x}} = \frac{\partial}{\partial \tilde{z}} \tilde{k}_z \frac{\partial \tilde{q}}{\partial \tilde{z}} + \frac{h^2}{L_y^2} \frac{\partial}{\partial \tilde{y}} \tilde{k}_y \frac{\partial \tilde{q}}{\partial \tilde{y}}; \quad (11)$$

$$\tilde{q} = 1 - \frac{Q_0 \ln \tilde{z}_0}{\kappa^2} \ln \tilde{z} \quad \text{при } \tilde{x} = 0;$$

$$\tilde{q} = 1 - \frac{Q_0 \ln \tilde{z}_0}{\kappa^2} \ln \tilde{z} \quad \text{при } \tilde{y} = 0;$$

$$\tilde{q} = 1 - \frac{Q_0 \ln \tilde{z}_0}{\kappa^2} \ln \tilde{z} \quad \text{при } \tilde{y} = 1;$$

$$\frac{\partial \tilde{q}}{\partial \tilde{z}} = - \frac{Q_0 \ln \tilde{z}_0}{\kappa^2 \tilde{z}_0}, \quad (\tilde{y} < \tilde{y}_1) \cup (\tilde{y} > \tilde{y}_2) \quad \text{при } \tilde{z} = \tilde{z}_0;$$

$$\frac{\partial \tilde{q}}{\partial \tilde{z}} = 0, \quad \tilde{y}_1 \leq \tilde{y} \leq \tilde{y}_2;$$

$$\tilde{q} = 1 \quad \text{при } \tilde{z} = 1.$$

Здесь

$$\tilde{q} = \frac{q}{q_h}; \quad \tilde{u} = \frac{u}{u_h}; \quad \tilde{k}_z = \frac{k_z}{u_h h};$$

$$\tilde{z} = \frac{z}{h}; \quad \tilde{x} = \frac{x}{L_x}; \quad \tilde{y} = \frac{y}{L_y};$$

$$L_x = L_y = L; \quad \tilde{k}_y = \frac{k_y}{u_h h}; \quad \tilde{z}_0 = \frac{z_0}{h}.$$

Уравнение (11) решалось численно методом, описанным в [6] и применявшимся нами ранее при решении задачи, учитывающей продольную турбулентность в уравнении переноса пассивной примеси [1].

Приведем некоторые результаты численных экспериментов. При движении воздушной массы над полосой ( $y_1; y_2$ ) (рис. 1) происходит уменьшение удельной влажности на поверхности полосы, во внутреннем пограничном слое над полосой и за счет влияния боковой диффузии в некоторой области слева и справа от полосы. При этом характер изменений  $q$  вниз по потоку на всех высотах в области  $(y < y_1) \cup (y > y_2)$  идентичен характеру изменений  $q$ , происходящих над полосой, различия состоят в количественной величине отклонений влажности от ее значений в набегающем потоке ( $q_1(z)$ ). На рис. 2 сравниваются кривые  $|q - q_1(z)|$ , построенные для разных расстояний  $y$  и разных высот. Кривая 1 соответствует изменениям влажности над полосой, кривые 2 и 3 относятся к области  $y$ , расположенной вне полосы. Из рисунка видно, что отклонения влажности от исходного состояния, быстро меняясь на малых

$x$ , достигают значений, близких к значениям при установившемся состоянии при  $\tilde{x} > 0,1$ . Отклонения  $|q - q_1(z)|$  убывают с высотой: изменение высоты в 3 раза приводит к изменению отклонений примерно на 40 % (кривые 2 и 4 на рис. 2). Аппроксимация коэффи-

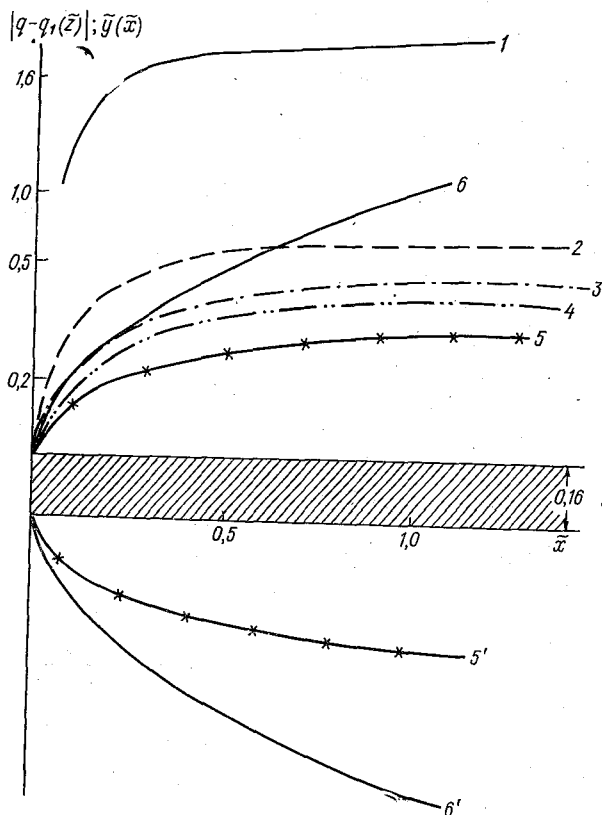


Рис. 2. Изменения отклонений влажности  $|q - q_1(z)|$  вдоль оси  $x$  на разных высотах и граница области влияния боковой диффузии.

1 — на  $\tilde{z}=0,02h$  для  $y=0,46$  (внутри полосы),  $k_y = au$ ; 2 — на  $\tilde{z}=0,02h$  для  $y=0,38$  (вне полосы),  $k_y = au$ ; 3 — на  $\tilde{z}=0,07h$  для  $y=0,38$ ,  $k_y = k_z \cdot (\tilde{z})^m$ ; 4 — на  $\tilde{z}=0,07h$  для  $y=0,38$ ,  $k_y = au$ ; 5, 5' — граница области влияния боковой диффузии; 6, 6' — граница области влияния вида  $y = a\sqrt{x}$  [4].

циента  $k_y$  выражением (5) при  $m = 0,5$  близка к аппроксимации соотношением (4). Это подтверждают расчеты: кривые 3 и 4 на рис. 2, полученные при разных аппроксимационных формулах для  $k_y$ , близки между собой. В окрестности полосы  $(y_1; y_2)$  образуется область пониженных значений  $q$ , соответствующая области

увеличенных значений испарения с поверхности воды. Можно оценить ширину зоны влияния боковой диффузии, приняв за ее границу значения  $y$ , для которых относительная величина отклонений  $\frac{|q - q_1(z)|}{q_1(z)} \leq 2\%$ . Как известно, ширина этой зоны увеличивается

с ростом  $x$ . Однако в отличие от оценки, полученной, например, в [4], ширина пограничной области при  $x \rightarrow \infty$  стремится к некоторому постоянному установившемуся значению, а не увеличивается по параболе  $y = 2a\sqrt{x}$  ( $a = \text{const}$ ). При  $\tilde{x} > 0,2$  ширина указанной области оказывается в 2 раза

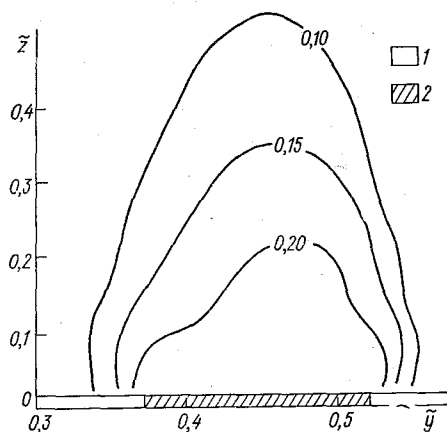


Рис. 3. Изолинии относительных отклонений  $\sigma_q$  в окрестности полосы при  $\tilde{x} = 0,02$ .

1 — чистая вода, 2 — нефтяное пятно.

большой, чем ширина загрязненной полосы, так что при малой характерной ширине чередующихся полос области влияния соседних slickов перекрывают друг друга.

Учет поперечной турбулентности в уравнении (1) позволяет получить пространственную картину распределения удельной влажности в окрестности полосы, задерживающей испарение с поверхности.

На рис. 3 показано распределение относительных отклонений удельной влажности  $\sigma_q = \frac{|q - q_1(z)|}{q_1(z)}$  в сечении,

параллельном плоскости ( $zoy$ ), при  $x = 0,016$ . Из рис. 3 видно,

что поле возмущений, вносимых в исходное распределение наличием неоднородной полосы на поверхности, симметрично относительно этой полосы, однако изолинии  $\sigma_q$  заметно отличаются от Гауссова распределения. Отклонения порядка 10% распространяются до высот около  $0,5h$  и по обе стороны от полосы на расстояние примерно  $0,2(y_2 - y_1)$ . Как показали оценки, в отличие от результатов, полученных без учета боковой диффузии, перепад удельной влажности на поверхности загрязненной полосы не слишком сильно изменяется в зависимости от испарения с поверхности чистой воды. Так, увеличение испарения в 3 раза приводит к изменению отклонения удельной влажности на поверхности полосы приблизительно на 20%.

Дальнейшее развитие этой задачи должно идти в направлении обобщения решения на случаи термической стратификации, отличной от нейтральной, и проведения оценок, позволяющих выявить интегральное влияние загрязненных участков на испарение с поверхности водоемов.

Решение может быть применено и для оценок влияния боковой диффузии на теплообмен вблизи неоднородной поверхности, если температурные различия неоднородностей существенны.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Вагер Б. Г., Надёжина Е. Д. Об учете недиагональной компоненты тензора коэффициента турбулентного обмена при расчете теплового воздействия неоднородностей поверхности малого масштаба.— Труды ГГО, 1977, вып. 398, с. 51—58.
2. Гандин Л. С., Соловейчик Р. Э. К теории испарения при учете горизонтального перемешивания. Ч. 1 и 2.— Труды ГГО, 1958, вып. 69.
3. Гандин Л. С., Соловейчик Р. Э. К теории испарения при учете горизонтального перемешивания. Ч. 3.— Труды ГГО, 1960, вып. 94, с. 127—137.
4. Гаргер Е. К. О поперечной диффузии в пограничном слое атмосферы.— Труды ИЭМ, 1977, вып. 15, с. 16—39.
5. Монин А. С., Яглом А. М. Статистическая гидромеханика. Ч. 1.— М.: Наука, 1965.— 581 с.
6. Симонов В. В. О суммарном испарении с водоема при наличии ледяных полей.— Труды ГГО, 1968, вып. 226, с. 46—56.
7. Цейтин Г. Х. Некоторые вопросы трансформации воздушных масс и теории испарения.— Труды ГГО, 1957, вып. 71, с. 169—183.
8. Численные методы исследования течений вязкой жидкости.— М.: Мир, 1972.— 320 с.
9. Mc Leish W. On the mechanism of windslick generation. Deep-Sea Res. 1968, 15, p. 461—469.

Э. К. Бютнер, О. К. Захарова

## ТУРБУЛЕНТНЫЙ ТЕПЛООБМЕН С ПЕСЧАНОЙ ПОВЕРХНОСТЬЮ ПРИ НАЛИЧИИ ВЕТРОВОГО ПЕРЕНОСА ПЕСКА

В работе [2] на основании решения уравнений динамики приповерхностного слоя воздуха рассчитаны характеристики переноса песка над ровной сухой песчаной поверхностью. Так как частички в песчаной «поземке» в основном сальтируют, а не находятся во взвешенном состоянии, главным эффектом их влияния на динамические характеристики течения является дополнительное аэродинамическое сопротивление. Это обстоятельство подтверждается экспериментальными данными: коэффициент сопротивления песчаной поверхности возрастает с ростом скорости ветра [5]. Сходный эффект наблюдается и при снежной поземке [4].

Наличие горячих частиц в воздухе над нагретой песчаной поверхностью должно интенсифицировать также и теплообмен с приземным слоем воздуха. В настоящей работе приводятся результаты расчета турбулентного потока тепла над песчаной поверхностью, полученные на основании решения уравнения теплопроводности, учитывающего присутствие в воздухе тепловых источников — горячих частиц песка. Они позволят оценить, насколько ветровой перенос песка в условиях пустынь может увеличить теплообмен с воздухом.

Уравнение для нахождения вертикального профиля температуры  $T(z)$  в приземном слое при наличии в воздухе частиц с температурой  $T_ч$  можно записать следующим образом:

$$\frac{d}{dz} \left( k_T \frac{dT}{dz} \right) = - \frac{\alpha n C_2 d^2}{(\rho c_p)_a} [T_ч - T(z)]. \quad (1)$$

Здесь  $k_T$  — коэффициент турбулентной температуропроводности воздуха,  $\alpha$  — коэффициент теплоотдачи отдельной песчинки,  $(\rho c_p)_a$  — произведение плотности на удельную теплоемкость воздуха,  $n$  — концентрация частиц в воздухе,  $C_2 d^2$  — эффективная поверхность песчинки. Коэффициент  $C_2$  лежит в пределах 3,14—6 в зависимости от формы песчинок. При расчетах для него было

выбрано значение 4,5. Величины с индексом «ч» относятся к частице.

Решение задачи существенно упрощается тем обстоятельством, что за время полета песчинки относительное изменение ее температуры по сравнению с перепадом температуры воздух—поверхность невелико. Действительно, изменение теплосодержания отдельной частицы за время полета  $t_{\text{п}}$ , которое можно представить в виде

$$(\rho c_p)_ч C_3 d^3 [(T_ч)_0 - (T_ч)_к],$$

где  $(T_ч)_0$  — температура частицы в момент вылета, а  $(T_ч)_к$  — в момент падения, должен равняться полной теплоотдаче за это же время  $\alpha (T_ч - T) C_2 d^2 t_{\text{п}}$ . При этом получаем

$$\frac{(T_ч)_0 - (T_ч)_к}{T_ч - T} = \frac{\alpha C_2 d^2 t_{\text{п}}}{(\rho c)_ч C_3 d^3}. \quad (2)$$

Коэффициент несферичности  $C_3$  можно считать равным 0,8 [2], а величину  $\alpha$  определить при помощи уравнения Фреслинга [1]

$$\text{Nu} = \frac{\alpha d}{\lambda_a} = 2 + 0,55 \sqrt{\text{Re}} \text{Pr}_м^{0,33}. \quad (3)$$

Здесь  $\lambda_a$  — коэффициент теплопроводности воздуха,  $\text{Pr}_м$  — молекулярное число Прандтля, а в число  $\text{Re}$  летящей песчинки входит ее средний диаметр, кинематический коэффициент вязкости воздуха  $\nu$  и средняя относительная скорость за время полета по траектории. Значения этой скорости, а также времени полета  $t_{\text{п}}$  для песчинок, имеющих размеры от 1,25 до  $2,5 \cdot 10^{-2}$  см, получены в [2] в результате решения уравнений для траекторий частиц, движущихся под воздействием сил тяжести и трения. Подставляя в (2) эти значения, а также известные физические характеристики частиц и воздушного потока, получаем, что относительное изменение температуры летящей песчинки лежит в пределах 1—10 %.

Приведем уравнение (1) к безразмерному виду, введя характерные масштабы скорости  $v_*$  и температуры  $T_*$ :

$$v_* = \sqrt{\tau/\rho_a}; \quad T_* = \frac{H}{(\rho c_p)_a v_*}.$$

В этих масштабах  $\tau$  представляет собой напряжение Рейнольдса в приземном слое над вершинами траекторий летящих частиц, а  $H$  — турбулентный поток тепла в этом же слое. В качестве характерного масштаба длины выберем толщину  $h$  слоя ветропесчаного потока. Тогда уравнение (1) примет следующий вид:

$$\frac{d}{d\tilde{z}} \left( \tilde{k}_\tau \frac{d\tilde{T}}{d\tilde{z}} \right) = B (\tilde{T} - \tilde{T}_ч), \quad (1a)$$

где  $\tilde{T} = \frac{T - T_w}{T_*}$ .

Примем:  $T_ч = T_w$ , где  $T_w$  — температура поверхности ( $\tilde{T}_ч = 0$ ). Если проинтегрировать (1a) по слою от уровня вершущек лежащих

песчинок  $z = d$  до уровня  $z = z_1$ , где в качестве  $z_1$  выбрана высота, на которой обычно производятся измерения скорости ветра, то получится следующее выражение:

$$1 - \tilde{k}_T \frac{d\tilde{T}}{d\tilde{z}} \Big|_{\tilde{z}=\tilde{d}}^{\tilde{z}=z_1} = B \int_{\tilde{d}}^{z_1} \tilde{T} d\tilde{z}, \quad (4)$$

где

$$B = \frac{\bar{n} h C_2 d^2}{(\rho c_p)_{\alpha} v_*^2}; \quad \tilde{k}_T = \frac{k_u}{Pr_T h v_*};$$

$\bar{n}$  — средняя концентрация частиц в слое сальтации [2].

Соотношение (4) отражает тот простой факт, что полный турбулентный поток тепла  $H$  в приземном слое при наличии переноса частиц песка ветром складывается из двух частей: теплообмена с летящими песчинками (правая часть уравнения (4)) и непосредственного теплообмена с поверхностью, который мы обозначим через  $H_s$ :

$$\tilde{k}_T \frac{d\tilde{T}}{d\tilde{z}} \Big|_{\tilde{z}=\tilde{d}} = \frac{H_s}{H}. \quad (5)$$

Граничные условия для уравнения (1а) также можно записать в безразмерном виде:

$$\frac{d\tilde{T}}{d\tilde{z}} \Big|_{\tilde{z}=\tilde{z}_1} = \frac{Pr_T}{\alpha z_1}; \quad (6)$$

$$\tilde{T} \Big|_{\tilde{z}=\tilde{d}} = \left[ 0,7 \cdot \left( \frac{dv_*^s}{v} \right)^{0,45} Pr_M^{0,8} + 7,2 \right] \frac{T_*^s}{T_*} = A \frac{T_*^s}{T_*}; \quad (7)$$

Граничное условие (6) означает постоянство турбулентного потока тепла в приземном слое выше слоя сальтации, а граничное условие (7) задает значение температуры воздуха на уровне верхушек лежащих на поверхности песчинок  $\tilde{d} = \frac{d}{h}$  через характерный приповерхностный масштаб температуры  $T_*^s$ . Величина  $T_*^s = H_s / (\rho c_p)_{\alpha} v_*^s$ , где  $v_*^s = \sqrt{\tau_s / \rho}$ . Касательное трение  $\tau_s$  представляет собой разность полного напряжения Рейнольдса и суммарного сопротивления, которое летящие песчинки оказывают воздушному потоку. Выражение для коэффициента  $A$  получено на основе данных лабораторных исследований профиля температуры над песочной шероховатостью. Для нахождения соотношения величин  $v_*^s$  и  $v_*$ , необходимого при решении задачи о теплообмене, а также концентрации песчинок в слое сальтации следует совместно решать



уравнение (1а) и систему динамических уравнений ветропесчаного потока. Основное динамическое уравнение имеет вид [2]

$$\frac{d}{dz} \left( \tilde{k}_u \frac{d\tilde{u}}{dz} \right) = \beta n h C_2 d^2 f^2 \tilde{u}^2; \quad (8)$$

при граничных условиях:

$$\left. \frac{d\tilde{u}}{dz} \right|_{\tilde{z}=\tilde{z}_1} = -\frac{1}{\kappa \tilde{z}_1}; \quad \left. \tilde{u} \right|_{\tilde{z}=\tilde{a}} = A_1 \tilde{v}_*^s. \quad (9)$$

Здесь  $\beta$  — коэффициент сопротивления отдельной песчинки, а  $f$  — поправочный коэффициент на отличие абсолютной скорости воздуха от средней относительной  $u - u_{\text{ч}}$ . Этот коэффициент, так же как и другие характеристики траекторий частиц, находится из уравнений для траекторий. Коэффициент  $A_1$  есть функция от параметра  $\frac{dv_*}{v}$ , полученная Никурадзе опытным путем [4]. При  $\frac{dv_*}{v} > 70$ , что обычно выполняется в ветропесчаном потоке,  $A = 8,5$ .

Уравнения (1а) и (8) были решены на ЭВМ методом прогонки со стационарированием для двух моделей коэффициента обмена импульсом  $k_u$ :

$$k_u = \kappa z v_*; \quad (10)$$

$$k_u = \kappa z \sqrt{b} (C_1)^{-1/4}, \quad (11)$$

где  $b$  — энергия турбулентных пульсаций, определяемая из уравнения баланса турбулентной энергии

$$k_u \left( \frac{du}{dz} \right)^2 + \alpha_b \frac{d}{dz} \left( k_u \frac{db}{dz} \right) = \frac{b^2}{k_u}. \quad (12)$$

Здесь  $\alpha_b = 0,73$ ,  $C_1 = 0,046$ .

В уравнениях (10) — (12) не учтено то обстоятельство, что течение является стратифицированным. В первом приближении это допустимо, несмотря на большие значения  $H$ , поскольку перенос песка существует только при достаточно больших значениях  $v_*$ , а толщина рассматриваемого слоя не превышает 2 м. По этой причине значения параметра  $z/L$ , где  $L = v_*^3 / \kappa \frac{g}{T} \frac{H}{(\rho c_p)_a}$ , невелики. При расчетах предполагалось, что начальная скорость выброса  $w_0$  частицы с поверхности равна  $v_*^s$  и что  $Nw_0 = \beta_1 (v_*^s)^3$ , где  $N$  — число частиц, взлетающих с единичной площади поверхности за секунду, а  $\beta_1$  — размерный коэффициент (равный  $2/3$  в системе CGS). В такой задаче число частиц, находящихся в воздухе, параметры их траекторий, а также динамические и тепловые характеристики течения связаны между собой.

Для иллюстрации влияния динамических эффектов на теплообмен на рис. 1 приведены значения полной относительной поверхности песчинок  $F$ , находящихся в воздухе, в зависимости от

скорости ветра  $u_2$ . Эта поверхность увеличивается с ростом скорости, а следовательно, должен увеличиваться и эффективный теплообмен, причем в еще большей степени, так как скорость обтекания воздушным потоком летящей частицы гораздо больше, чем лежащей, и соответственно больше контраст температур.

По расчетным профилям  $\tilde{u}$  и  $\tilde{T}$  можно вычислить интегральные характеристики сопротивления и теплообмена, т. е. коэффициент сопротивления  $C_u$  и число Стэнтона, или коэффициент теплообмена  $C_\theta$ :

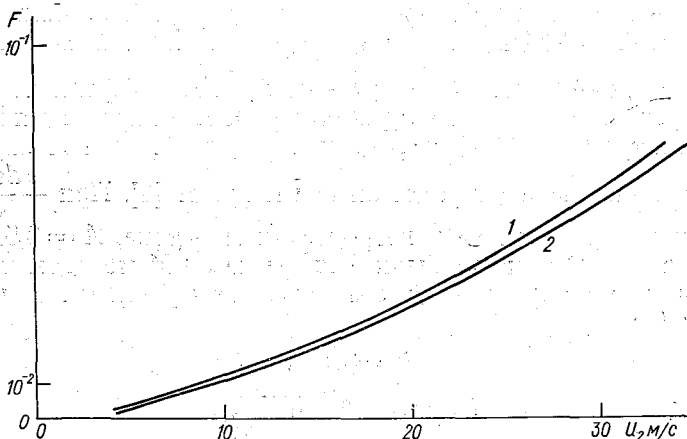


Рис. 1. Относительная площадь летящих песчинок в зависимости от скорости ветра.

1 — крупные частицы,  $d=6 \cdot 10^{-2}$  см; 2 — мелкие частицы,  $d=3 \cdot 10^{-2}$  см.

$$C_u(z_1) = \frac{v_*^2}{u^2(z)} = \frac{1}{\tilde{u}^2(z_1)}; \quad (13)$$

$$C_\theta(z_1) = H/(\rho c_p)_a u(z_1) [T_w - T(z_1)] = 1/\tilde{T}u. \quad (14)$$

Расчеты показали, что модели (10) и (11) дают близкие результаты. Изменение размеров частиц  $d$  от  $3 \cdot 10^{-2}$  до  $6 \cdot 10^{-2}$  см также слабо влияет на решение (рис. 1).

На рис. 2 изображена зависимость коэффициента теплообмена песчаной поверхности от скорости ветра на фиксированном уровне  $z_1 = 2$  м. Для сравнения приведены также зависимости для гладкой подстилающей поверхности и для поверхности обклеенной песчинками.

Для гладкой поверхности [3]:

$$\frac{C_\theta}{C_u} = 1,26, \quad (15)$$

а коэффициент сопротивления  $C_u$  определяется известной формулой

$$\frac{1}{\sqrt{C_u}} = 2,5 \ln \frac{9z_1 v_*}{v}. \quad (16)$$

Для поверхностей, обклеенных песчинками, аналогичных тем, которые исследовал Никурадзе, коэффициенты теплообмена и сопротивления вычисляются по следующим формулам:

$$C_\theta = \left[ \left( A + \frac{Pr_T}{x} \ln \frac{z_1}{d} \right) \left( A_1 + \frac{1}{x} \ln \frac{z_1}{d} \right) \right]^{-1}; \quad (17)$$

$$C_u = \left( A_1 + \frac{1}{x} \ln \frac{z_1}{d} \right)^{-2}; \quad A_1 = 8,5; \quad (18)$$

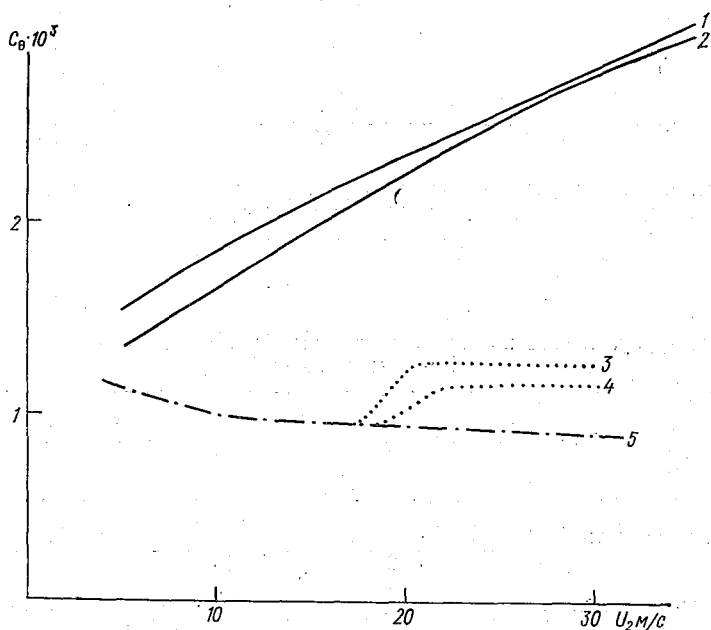


Рис. 2. Зависимость коэффициента теплообмена  $C_\theta$  от скорости ветра  $u_2$ .

1, 2 — при наличии переноса песка, 3, 4 — для поверхностей, обклеенных песчинками, 5 — для гладкой подстилающей поверхности; 1, 3 — для  $d=0,6$  мм, 2, 4 — для  $d=0,3$  мм.

Рисунок 3 иллюстрирует существенную разницу в поведении коэффициента теплообмена при наличии песчаной поземки и в случае отсутствия переноса песка. В последнем случае коэффициент теплообмена с песчаной поверхностью практически постоянен. Это означает, что турбулентный поток тепла  $H$  увеличивается пропорционально  $u_2$ . Сальтация вызывает возрастание  $C_\theta$  с увеличением  $u_2$  примерно по линейному закону. Следовательно, перенос песка

в пустыне приводит к тому, что турбулентный теплообмен с поверхностью растет пропорционально квадрату скорости ветра  $u_2$ . (Отрыв песчинок начинается при  $u_2 = 4 \dots 5$  м/с [5].)

Значения турбулентного потока  $H$  и потока импульса  $\tau$  ( $d = 0,0006$  м) в зависимости от скорости ветра  $u_2$  для разных типов подстилающей поверхности при заданном перепаде температур  $T_w - T_{2м} = 20^\circ\text{C}$  приведены в табл. 1.

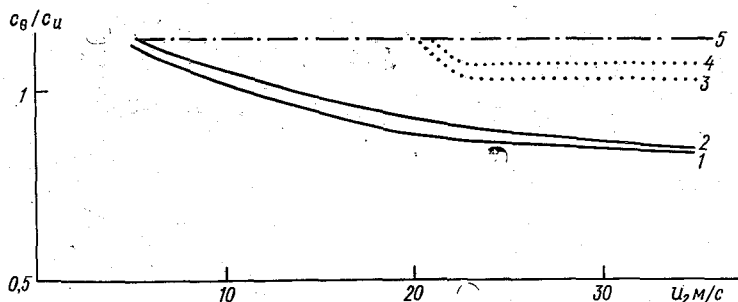


Рис. 3. Зависимость отношения коэффициентов теплообмена и сопротивления от скорости ветра.

Усл. обозначения см. рис. 2.

Таблица 1

Значения турбулентного потока тепла в Вт/м<sup>2</sup> (числитель) и потока импульса в Н/м<sup>2</sup> (знаменатель)

| Тип подстилающей поверхности                    | Скорость ветра $u_2$ м/с |                      |                      |
|-------------------------------------------------|--------------------------|----------------------|----------------------|
|                                                 | 5                        | 15                   | 25                   |
| Гладкая поверхность                             | $3,02 \cdot 10^{-4}$     | $7,75 \cdot 10^{-4}$ | $1,21 \cdot 10^{-3}$ |
|                                                 | $5,5 \cdot 10^{-3}$      | $1,54 \cdot 10^{-2}$ | $2,5 \cdot 10^{-2}$  |
| Поверхность, обклеенная песчинками              | $3,02 \cdot 10^{-4}$     | $7,75 \cdot 10^{-4}$ | $1,72 \cdot 10^{-3}$ |
|                                                 | $5,5 \cdot 10^{-3}$      | $1,54 \cdot 10^{-2}$ | $3,92 \cdot 10^{-2}$ |
| Песчаная поверхность при наличии переноса песка | $4,03 \cdot 10^{-4}$     | $1,81 \cdot 10^{-3}$ | $3,72 \cdot 10^{-3}$ |
|                                                 | $8,8 \cdot 10^{-3}$      | $4,3 \cdot 10^{-2}$  | $9,6 \cdot 10^{-2}$  |

Коэффициент сопротивления  $C_u$  в зависимости от скорости ветра  $u_2$  в случае переноса песка возрастает несколько быстрее, чем  $C_\theta$ . Этот факт иллюстрирует рис. 3.

На рис. 4 даны значения  $\frac{T_s^s}{T_*}, \frac{v_*^s}{v_*}, \frac{T_s^s v_*^s}{T_* v_*} = \frac{H_s}{H}, \frac{v_*^{s^2}}{v_*^2} = \frac{\tau_s}{\tau}$  в зависимости от скорости ветра. Из рисунка видно, что влияние песчинок на турбулентный поток импульса значительно больше, чем на турбулентный поток тепла.

Таким образом, перенос песка в пустыне интенсифицирует теплообмен подстилающей поверхности с приземным слоем воздуха. Это естественный факт. Приведенные в табл. 1 значения потоков тепла при наличии горячих сальтирующих частиц нужно рассматривать как экстремальные, так как на настоящем этапе работы не учитывались радиационные эффекты — температура песчаной поверхности осталась неизменной.

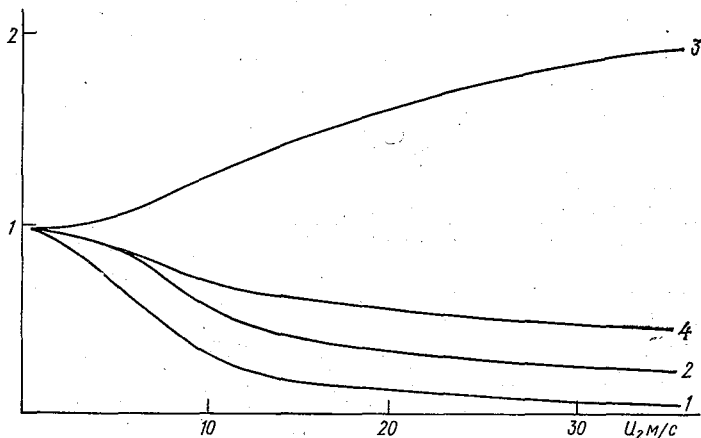


Рис. 4. Отношение динамических и тепловых характеристик на уровне вершук препятствий  $v_*^s$ ,  $\tau^s$ ,  $T_*^s$ ,  $H_s$  к их значениям на уровне 2 м при разных скоростях ветра.

$$1) \frac{v_*^{s^2}}{v_*^2} = \frac{\tau_s}{\tau}, \quad 2) \frac{v_*^s}{v_*}, \quad 3) \frac{T_*^s}{T_*}, \quad 4) \frac{T_*^s v_*^s}{T_* v_*} = \frac{H_s}{H}; \quad d=0,6 \text{ мм.}$$

Песчаная поземка должна способствовать уменьшению притока солнечной радиации к поверхности и тем самым ослаблять ее нагрев. Отсюда следует, что результирующее влияние переноса песка на теплообмен должно быть несколько меньше.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бай Шн И. Турбулентные течения жидкостей и газов.— М.: изд-во иностр. лит., 1962.— 340 с.
2. Бютнер Э. К. Динамика приповерхностного слоя воздуха.— Л.: Гидрометеониздат, 1978.— 158 с.
3. Захарова О. К. Трение и теплообмен с поверхностями, покрытыми искусственными препятствиями.— Труды ГГО, 1975, вып. 326, с. 3—8.
4. Котляков В. М. Снежный покров Земли и ледники.— Л.: Гидрометеониздат, 1968.— 178 с.
5. Семенов О. Е. Экспериментальные исследования кинематики и динамики пыльных бурь и поземков.— Труды КазНИГМИ, 1972, вып. 49, с. 3—31.

*Н. А. Лазарева, С. П. Малевский-Малевич*

## **НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ РЕЖИМА ИСПАРЕНИЯ В СЕВЕРНЫХ РАЙОНАХ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ**

В последние годы резко возрос спрос на различные виды гидрометеорологической информации по Западной Сибири и особенно по северной ее части. Причиной такого интереса являются крупные народнохозяйственные мероприятия, проводимые в этом районе,— разведка и освоение газовых и нефтяных месторождений, планы изъятия части стока сибирских рек и вызванные этим попытки прогнозирования изменений природных ресурсов и т. д. Сложность решения этих вопросов усугубляется наличием большого разнообразия природных ландшафтов этой территории, наличием многолетнемерзлых грунтов и сравнительно малой изученностью природных условий и, в частности, метеорологического режима.

Важной составной частью любых комплексных исследований этого района является изучение режима испарения, так как для указанных прикладных задач этот вопрос является одним из центральных. Географические аспекты режима испарения на больших территориях развиты в работах М. И. Будыко и Л. И. Зубенок [1, 2].

Целью данной работы явилось выполнение расчетов, дающих возможность получения более подробных сведений о режиме испарения северных районов Западной Сибири на материалах станций Салехард, Надым, Уренгой за период 1961—1976 гг.

Для расчетов средних месячных значений сумм испарения использовался комплексный метод М. И. Будыко, основанный на совместном решении уравнений теплового и водного балансов суши и экспериментально установленной зависимости испарения от влажности почвы. Этот метод позволяет рассчитывать испарение по известным значениям испаряемости и осадков. Для нахождения испаряемости учитываются основные факторы, определяющие испаряемость,— радиационный баланс, температура и влажность воздуха. Методика расчета годовых и месячных значений испарения подробно изложена в [6].

Расчет испарения производится по формулам:

$$E = E_0 \frac{w_1 + w_2}{2w_0} \text{ при } \frac{w_1 + w_2}{2} < w_0; \quad (1)$$

$$E = E_0 \text{ при } \frac{w_1 + w_2}{2} \geq w_0, \quad (2)$$

где  $E$  и  $E_0$  — месячные суммы испарения и испаряемости,  $\frac{w_1 + w_2}{2}$  — средний для месяца запас продуктивной влаги в метро-

вом слое почвы,  $w_1$  и  $w_2$  — запасы продуктивной влаги соответственно в начале и конце месяца,  $w_0$  — критический запас продуктивной влаги в метровом слое почвы, при котором и выше которого испарение ( $E$ ) равно испаряемости ( $E_0$ ).

Приближенное значение запаса влаги в метровом слое почвы для начала первого месяца теплого периода снимается с карты С. А. Вериги и Л. А. Разумовой, приведенной в [6]. Для неосвещенных на карте районов Западной Сибири значение  $w_1$  предлагается принять равным 200 мм.

Наблюдения за влажностью почвы в экспедициях ГГО и ВСЕГИНГЕО (1975) показали, что запасы продуктивной влаги в Надымском районе в метровом слое составляют 360 мм [5]. Эта цифра подтверждена и расчетами по материалам аналогичной экспедиции 1978 г. Таким образом, запасы продуктивной влаги в метровом слое в зоне лесотундры при наличии многолетнемерзлых грунтов для первого месяца теплого периода года составляют 300—350 мм. В дальнейшем при расчетах испарения они принимались равными 300 мм.

В расчетах использовались материалы наблюдений за осадками, стоком, температурой и влажностью воздуха из источников, рекомендованных в «Рекомендациях по расчету испарения с поверхности суши» [6].

Выбранные станции расположены примерно на одной широте на расстоянии друг от друга примерно 300 км и отражают условия центральной части междуречья Оби и Пура.

Возможность выполнения расчетов теплового баланса, и прежде всего испарения, с привлечением данных гидрометеорологических станций представляет практический интерес, так как для решения целого ряда вопросов, касающихся временных изменений испарения в течение длительного ряда лет или пространственных особенностей при анализе процессов на большой территории, требуется привлечение систематических данных сети гидрометеорологических станций.

В табл. 1 представлены средние месячные суммы испарения и осадков и средняя месячная температура воздуха для указанных выше станций на севере Западной Сибири и осредненные по этим станциям данные для этого района.

Сравнение средних месячных значений сумм испарения с данными Л. И. Зубенок [2] указывает на хорошую согласованность

Средние месячные значения сумм испарения, осадков и температуры воздуха

| Станция  | Испарение, мм |    |     |      |    | Осадки, мм |    |     |      |    | Температура воздуха, °C |     |      |      |     |
|----------|---------------|----|-----|------|----|------------|----|-----|------|----|-------------------------|-----|------|------|-----|
|          | V             | VI | VII | VIII | IX | V          | VI | VII | VIII | IX | V                       | VI  | VII  | VIII | IX  |
| Салехард | 32            | 89 | 103 | 59   | 29 | 31         | 58 | 72  | 52   | 50 | -2,5                    | 7,4 | 13,5 | 10,8 | 5,0 |
| Надым    | 36            | 94 | 96  | 56   | 28 | 37         | 62 | 75  | 59   | 63 | -1,6                    | 8,1 | 15,7 | 11,5 | 5,5 |
| Уренгой  | 33            | 95 | 103 | 58   | 28 | 30         | 52 | 68  | 71   | 51 | -3,2                    | 7,5 | 15,5 | 11,3 | 5,1 |
| Среднее  | 34            | 92 | 101 | 58   | 28 | 33         | 57 | 72  | 61   | 55 | -2,4                    | 7,6 | 14,9 | 11,2 | 5,2 |

результатов. Годовой ход испарения характеризуется интенсивным возрастанием значений от весны к лету и столь же быстрым убыванием их от лета к осени. Максимум испарения отмечается в июле в соответствии с июльским максимумом температуры воздуха и радиационного баланса. Летний максимум относительно велик и составляет 30—40 % годового значения. Среднее годовое значение испарения по данным Л. И. Зубенок составляет примерно 300 мм.

Наряду со средними значениями испарения существенный интерес для практического использования представляют характеристики временной изменчивости суммарного испарения. Для указанных выше пунктов были определены значения среднего квадратического отклонения испарения  $\sigma$  и коэффициенты вариации  $C_v$  для периода с мая по сентябрь (рис. 1). Как видно из рис. 1, максимальные значения  $\sigma$  наблюдаются в июле, августе, второй небольшой максимум на всех рассматриваемых станциях, кроме Уренгоя, имеет место в мае. Весной и осенью значения  $\sigma$  заметно уменьшаются по сравнению с  $\sigma$  в летний период. Сравнение годового хода  $\sigma$  на ст. Салехард, расположенной примерно в 600 км к западу от Уренгоя, с годовым ходом его на ст. Уренгой позволяет отметить, что  $\sigma$  в Салехарде во все месяцы меньше, чем в Уренгое, т. е. к востоку изменчивость испарения увеличивается.

Если сравнить изменчивость суммарного испарения с изменчивостью другой составляющей водного баланса — осадками (табл. 2), то следует отметить более слабую изменчивость испарения.

Так, изменчивость осадков за рассматриваемый период увеличивается от мая к июлю примерно в 3—4 раза, тогда как изменчивость испарения увеличивается не более чем в 2 раза. Особенно четко изменчивость испарения и осадков прослеживается при сравнении коэффициентов вариации, представленных также в табл. 2.

Для того чтобы оценить, в каких пределах и как часто изменяются значения суммарного испарения, была вычислена вероятность (обеспеченность) суммарного испарения. Расчеты обеспеченности производились для каждой из упомянутых выше станций за



16-летний период. Затем по данным этих станций были получены средние значения обеспеченности. Построенные кривые обеспеченности (рис. 2) позволяют приближенно оценить вероятность сред-

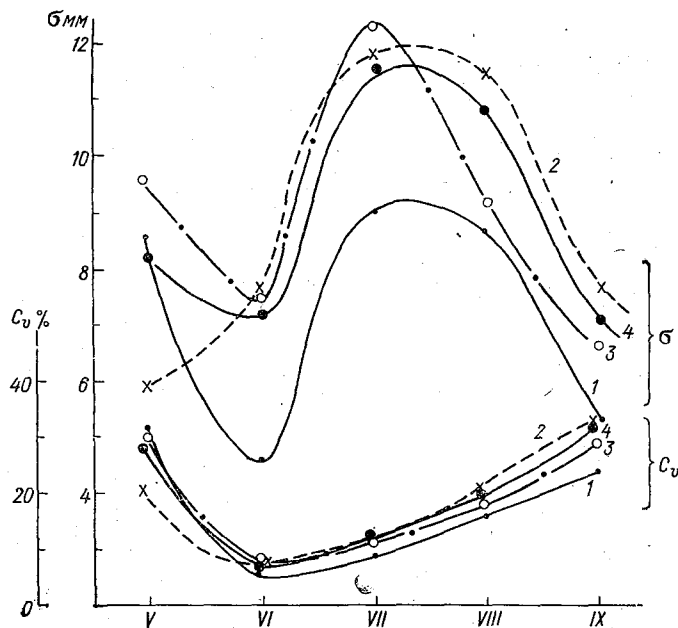


Рис. 1. Годовой ход средних квадратических отклонений месячных значений испарения и коэффициентов вариации.

1 — Салехард, 2 — Уренгой, 3 — Надым, 4 — Среднее.

Таблица 2

Значения средних месячных квадратических отклонений и коэффициентов вариации испарения ( $\sigma$ ,  $C_v$ ) и осадков ( $\sigma_0$ ,  $C_{v_0}$ )

| Станция  | Испарение   |     |      |      |     | Осадки        |      |      |      |      |
|----------|-------------|-----|------|------|-----|---------------|------|------|------|------|
|          | V           | VI  | VII  | VIII | IX  | V             | VI   | VII  | VIII | IX   |
|          | $\sigma$ мм |     |      |      |     | $\sigma_0$ мм |      |      |      |      |
| Салехард | 8,6         | 4,5 | 9,0  | 8,7  | 5,3 | 13,8          | 28,1 | 43,3 | 22,1 | 26,6 |
| Уренгой  | 5,9         | 7,6 | 11,8 | 11,5 | 7,7 | 8,1           | 24,9 | 32,2 | 28,4 | 19,5 |
| Надым    | 9,6         | 7,4 | 12,4 | 9,1  | 6,6 | 15,8          | 33,9 | 46,6 | 31,3 | 19,7 |
|          | $C_v$ %     |     |      |      |     | $C_{v_0}$ %   |      |      |      |      |
| Салехард | 32          | 5   | 9    | 16   | 24  | 44            | 48   | 60   | 42   | 53   |
| Уренгой  | 21          | 8   | 12   | 22   | 35  | 27            | 48   | 47   | 40   | 38   |
| Надым    | 30          | 8   | 12   | 18   | 29  | 43            | 55   | 62   | 53   | 31   |

него месячного испарения выше или ниже любого определенного предела. На рис. 2 приведены кривые обеспеченности только по осредненным данным, так как различия в обеспеченностях по отдельным станциям небольшие. С кривых обеспеченности снимались средние месячные значения испарения, вероятность которых составил 10, 20, 30, 40, 50, 60, 70, 80, 90 % (табл. 3 и 4).

Кривые обеспеченности имеют пологую форму и вследствие небольшой изменчивости суммарного испарения диапазон изменений испарения невелик.

В рассматриваемом районе значения испарения, обеспеченные на 10 %, превышают значения, обеспеченные на 90 %, не более

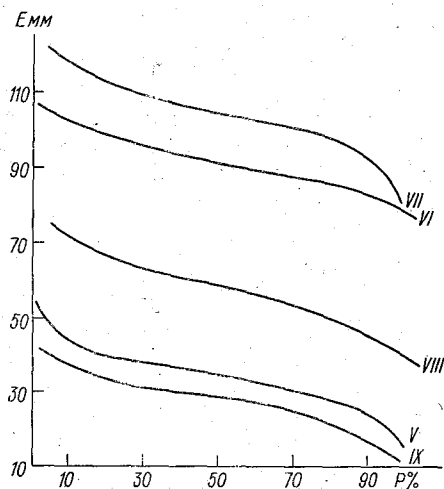


Рис. 2. Кривые обеспеченности месячных сумм испарения (осреднение по трем станциям).

Очевидно, что в зоне избыточного увлажнения, какой является лесотундра, небольшая изменчивость испарения определяется прежде всего малой изменчивостью радиационных факторов ( $R$ ) [7], которые являются определяющими для испарения в этих условиях, а потом уже малой изменчивостью влагозапасов в почве от года к году. Следует заметить, что испарение в значительной мере определяется спецификой строения почв. Органические почвы (торф) с постоянным подпитыванием поверхностного слоя влагой испаряют значительно больше, чем суглинки, испарение с которых в большей мере обусловлено осадками. Для органических почв отношение  $E$  к  $R$  мало меняется по сравнению с отношением этих величин для почв суглинистых [4]. О том, что осадки играют второстепенную роль в процессе испарения в зоне лесотундры, говорят коэффициенты корреляции, приведенные в табл. 5.

Для большинства месяцев теплого периода для всех взятых пунктов коэффициенты корреляции отрицательные, т. е. чем больше

чем в 2 раза, в то время как для степной зоны значения испарения, обеспеченные на 10 %, превышают значения, обеспеченные на 90 %, в 6 раз и более [3]. В работе [3] представлены кривые обеспеченности испарения для лесной, лесостепной и степной зон. Наши расчеты для лесотундры позволяют дополнить приведенные графики еще одной кривой обеспеченности и провести сравнение по четырем зонам СССР (рис. 3). Оказывается, что в августе кривая обеспеченности для лесотундры в области обеспеченности 60—90 % почти совпадает с кривой обеспеченности для лесной зоны, а в июле кривая для лесотундры расположена выше ее.

Таблица 3

## Средние месячные значения испарения (мм) различной обеспеченности

| Месяц | $\bar{E}$ | Обеспеченность, % |     |    |    |    |    |    |    |    |                 |
|-------|-----------|-------------------|-----|----|----|----|----|----|----|----|-----------------|
|       |           | 10                | 20  | 30 | 40 | 50 | 60 | 70 | 80 | 90 | $E_{10}/E_{90}$ |
| Надым |           |                   |     |    |    |    |    |    |    |    |                 |
| V     | 36        | 51                | 45  | 41 | 38 | 36 | 34 | 31 | 28 | 24 | 2,1             |
| VI    | 94        | 108               | 103 | 98 | 94 | 93 | 90 | 88 | 86 | 83 | 1,3             |
| VII   | 96        | 117               | 113 | 97 | 94 | 92 | 90 | 89 | 86 | 83 | 1,4             |
| VIII  | 56        | 67                | 64  | 62 | 60 | 58 | 56 | 50 | 46 | 43 | 1,6             |
| IX    | 28        | 41                | 34  | 31 | 29 | 27 | 26 | 24 | 22 | 18 | 2,3             |

## Уренгой

|      |     |     |     |     |     |     |     |    |    |    |     |
|------|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|----|----|----|-----|
| V    | 33  | 41  | 37  | 35  | 34  | 33  | 32  | 30 | 28 | 26 | 1,6 |
| VI   | 95  | 106 | 103 | 100 | 98  | 95  | 93  | 90 | 87 | 84 | 1,3 |
| VII  | 103 | 119 | 114 | 110 | 107 | 104 | 100 | 97 | 93 | 85 | 1,4 |
| VIII | 58  | 74  | 72  | 67  | 62  | 57  | 54  | 50 | 46 | 40 | 1,8 |
| IX   | 28  | 36  | 34  | 31  | 30  | 28  | 26  | 24 | 22 | 19 | 1,9 |

## Салехард

|      |     |     |     |     |     |     |     |     |     |    |     |
|------|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|----|-----|
| V    | 32  | 42  | 38  | 35  | 34  | 32  | 30  | 28  | 25  | 23 | 1,8 |
| VI   | 89  | 98  | 93  | 90  | 90  | 89  | 88  | 87  | 85  | 83 | 1,2 |
| VII  | 103 | 103 | 107 | 105 | 105 | 104 | 103 | 102 | 100 | 98 | 1,1 |
| VIII | 59  | 69  | 67  | 65  | 63  | 60  | 56  | 54  | 50  | 48 | 1,4 |
| IX   | 29  | 36  | 33  | 31  | 30  | 29  | 28  | 26  | 24  | 22 | 1,6 |

Таблица 4

## Средние месячные значения испарения (мм) различной обеспеченности, по данным, осредненным для района

| Месяц | $\bar{E}$ | Обеспеченность, % |     |     |     |     |     |    |    |    |                 |
|-------|-----------|-------------------|-----|-----|-----|-----|-----|----|----|----|-----------------|
|       |           | 10                | 20  | 30  | 40  | 50  | 60  | 70 | 80 | 90 | $E_{10}/E_{90}$ |
| V     | 34        | 42                | 40  | 38  | 36  | 34  | 32  | 30 | 28 | 25 | 1,7             |
| VI    | 92        | 102               | 99  | 96  | 94  | 92  | 90  | 88 | 86 | 84 | 1,2             |
| VII   | 101       | 118               | 113 | 109 | 107 | 105 | 100 | 98 | 96 | 93 | 1,3             |
| VIII  | 58        | 78                | 66  | 63  | 60  | 58  | 55  | 53 | 50 | 45 | 1,6             |
| IX    | 28        | 37                | 34  | 32  | 30  | 28  | 27  | 25 | 22 | 18 | 2,0             |

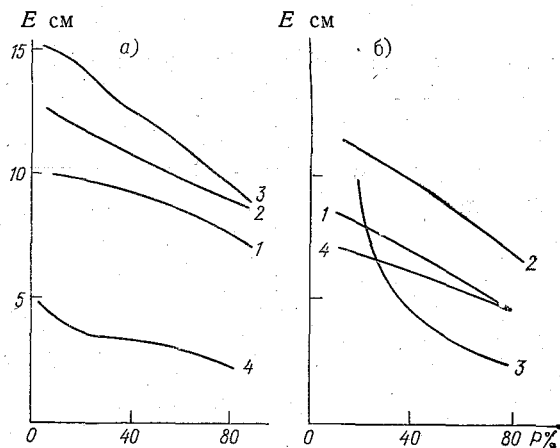


Рис. 3. Кривые обеспеченности за май (а) и август (б) для разных зон СССР.

1 — Рига, 2 — Курск, 3 — Сальск, 4 — Салехард.

Таблица 5

Коэффициенты корреляции между осадками и испарением и между уровнем воды в реках и испарением

|                                                     |            |                |               |              |               |
|-----------------------------------------------------|------------|----------------|---------------|--------------|---------------|
| Осадки — испарение<br>Уровень воды — испаре-<br>ние | Салехард   |                |               |              |               |
|                                                     | V          | VI             | VII           | VIII         | IX            |
|                                                     | -0,03<br>— | -0,31<br>-0,33 | -0,39<br>0,13 | 0,37<br>0,14 | -0,01<br>0,16 |

|                                                     |           |              |              |              |               |
|-----------------------------------------------------|-----------|--------------|--------------|--------------|---------------|
| Осадки — испарение<br>Уровень воды — испаре-<br>ние | Уренгой   |              |              |              |               |
|                                                     | V         | VI           | VII          | VIII         | IX            |
|                                                     | 0,15<br>— | -0,7<br>0,02 | 0,67<br>0,33 | 0,51<br>0,41 | -0,36<br>0,33 |

|                                                     |           |               |               |              |               |
|-----------------------------------------------------|-----------|---------------|---------------|--------------|---------------|
| Осадки — испарение<br>Уровень воды — испаре-<br>ние | Надым     |               |               |              |               |
|                                                     | V         | VI            | VII           | VIII         | IX            |
|                                                     | 0,01<br>— | -0,4<br>-0,01 | -0,09<br>0,48 | 0,27<br>0,18 | -0,05<br>0,32 |

выпадает осадков, тем, как правило, меньше испарение. Выпадение осадков, как известно, связано с облачной погодой и соответственно с малыми градиентами влажности. Исключение для всех трех пунктов составляет август, а для Уренгоя — июль, август. Для этих месяцев коэффициенты корреляции положительные и колеблются от 0,3—0,4 для Салехарда и Надыма до 0,5—0,7 для Уренгоя.

Такие сравнительно большие значения коэффициентов корреляции и обусловлены тем, что в жаркие летние месяцы приток солнечной радиации большой, происходит высушивание поверхностного слоя почвы (уровень воды в реках в эти месяцы заметно ниже, чем в предыдущие (табл. 6)). Таким образом, возникает как бы недостаток влаги и поэтому осадки, когда они выпадают, в значительной мере идут на испарение, отсюда и положительная корреляция осадков и испарения.

Таблица 6

Средние месячные значения уровней воды в реках Обь, Пур, Надым, см

| Река  | Месяц |     |     |      |     |
|-------|-------|-----|-----|------|-----|
|       | V     | VI  | VII | VIII | IX  |
| Обь   | 294   | 497 | 447 | 319  | 178 |
| Пур   | 453   | 704 | 531 | 423  | 417 |
| Надым | 177   | 232 | 110 | 75   | 82  |

Вопрос корреляции уровней воды и испарения может иметь отношение к проблеме изменения испарения под влиянием изъятия стока рек. Имея в виду, что существует водоупорный горизонт (многолетне-мерзлые грунты), можно предположить и отсутствие зависимости испарения от уровня воды в реках Обь, Пур, Надым.

Как показывает табл. 5, корреляционные связи между этими величинами все же существуют, хотя коэффициенты корреляции небольшие и колеблются примерно от 0,1—0,2 для Салехарда до 0,2—0,4 для Надыма. Представленные здесь корреляционные связи между испарением и уровнем воды в реках Обь, Пур, Надым являются предварительными и требуют дальнейших уточнений.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Будыко М. И. Об определении испарения с поверхности суши.— Метеорология и гидрология, 1955, № 1, с. 52—58.
2. Зубенок Л. И. Испарение на континентах.— Л.: Гидрометеоздат, 1976.— с. 263.
3. Зубенок Л. И. Об изменчивости суммарного испарения.— Труды ГГО, 1970, вып. 263, с. 83—88.
4. Лазарева Н. А., Малевский-Малевич С. П., Шур Ю. Л. Влияние удаления растительного покрова на изменение компонент теплового баланса.— Труды ГГО, 1978, вып. 402, с. 86—94.
5. Москаленко Н. Г. Природные комплексы прибрежно-морских равнин в районе месторождения Медвежье.— Труды ГГО, 1978, вып. 402, с. 16—22.
6. Рекомендации по расчету испарения с поверхности суши.— Л.: Гидрометеоздат, 1978.— 95 с.
7. Стадник В. В. Характеристика радиационного режима северной части Западной Сибири. См. настоящ. сборник.

## **ХАРАКТЕРИСТИКА РАДИАЦИОННОГО РЕЖИМА СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ**

Территория Западной Сибири к северу от 60° с. ш. представляет крупнейшую кладовую полезных ископаемых и особенно нефти и природного газа. Подробное изучение климатических условий этого района, в том числе радиационных характеристик климата, имеет большое значение.

В связи с тем что данный район, особенно центральная его часть, недостаточно освещен актинометрическими данными, при описании радиационного режима дополнительно использованы наблюдения по продолжительности солнечного сияния на метеорологических станциях. Для наиболее важного в настоящее время района освоения газовых месторождений — Надыма — значения солнечной радиации получены интерполяцией.

Средние многолетние характеристики солнечной радиации вычислены за период до 1975 г. включительно, и поэтому они могут отличаться от значений средних, помещенных в Справочнике по климату СССР. Данные по продолжительности солнечного сияния взяты из Справочника по климату СССР [8].

На формирование климата данного района оказывает влияние, с одной стороны, Атлантика, с другой — континент. Влияние Атлантического океана наиболее сильно проявляется на севере Западной Сибири. Зимой над северными районами проходят главные пути циклонов, в результате чего здесь наблюдается большая облачность, сильные ветры и обильные снегопады. Более южные районы заняты отрогом азиатского антициклона. Летом рассматриваемая территория находится в области пониженного давления. Над Северным Ледовитым океаном давление возрастает. Вследствие этого в пределах Западной Сибири хорошо выражен северный поток, который распространяется далеко вглубь по равнине. Его влияние сильно сказывается на прибрежных районах. Наибольшей циклоничностью летом отличаются лесные районы Западной Сибири, что находит отражение в уменьшении солнечного сияния и солнечной радиации.

В табл. 1 приводится продолжительность солнечного сияния по

месяцам и за год. Продолжительность солнечного сияния в первую очередь зависит от широты места (длины дня), поэтому годовое число часов солнечного сияния увеличивается с севера на юг — от 1100 ч в полярных широтах до 1700 ч на 60° с. ш. Большое влияние на продолжительность солнечного сияния оказывает облачность. Увеличение повторяемости ясной погоды приводит к большему годовому числу часов солнечного сияния в восточных районах по сравнению с западными, расположенными приблизительно на одной широте (Салехард—Туруханск, Сытомино—Ларьяк). Некоторое уменьшение годовой продолжительности солнечного сияния в лесных районах (Тарко-Сале) за счет более низких значений ее в летнее время связано с оживлением здесь циклонической деятельности и, следовательно, с увеличением облачности.

В годовом ходе максимальная продолжительность солнечного сияния отмечается в июле, за исключением северных прибрежных районов, где максимум смещается на апрель. Это связано с большой повторяемостью пасмурной погоды летом в прибрежных районах, вызванной преобладанием упомянутого северного потока. В нижних слоях атмосферы в связи с понижением температуры воздуха происходит конденсация водяного пара, в результате чего часто образуются туманы и сплошная низкая облачность [3]. Благодаря полярному дню и уменьшению облачности над заболоченной поверхностью вблизи Северного полярного круга в июле продолжительность солнечного сияния является наибольшей не только в годовом ходе, но и по сравнению с его продолжительностью на всей территории Западной Сибири. К северу от Северного полярного круга она уменьшается из-за большой облачности, а к югу — за счет уменьшения длины дня. Минимальная продолжительность солнечного сияния отмечается в декабре.

В среднем за год облачность снижает продолжительность солнечного сияния на севере на 75 %, на остальной части описываемого района — на 65 %. Даже в летние, наиболее солнечные месяцы на большей части рассматриваемой территории облачность уменьшает продолжительность солнечного сияния на 50 %, а на побережье Карского моря — даже на 80 %.

Приведенные в табл. 1 значения являются средними многолетними. В отдельные годы число часов солнечного сияния может существенно отличаться от среднего многолетнего; коэффициент вариации на всей рассматриваемой территории составляет в теплое время года 15—25 %, на севере — 30—50 %, осенью и зимой он увеличивается до 40—60 %, а в крайних северных районах, где продолжительность солнечного сияния невелика, коэффициент вариации более 100 % [9].

Отмеченные в данном районе особенности в распределении продолжительности солнечного сияния проявляются в количестве поступающей радиации при реальной облачности. Месячные и годовые суммы прямой и суммарной радиации, приходящей на горизонтальную поверхность, при средних условиях облачности приведены в табл. 2 и 3.

Таблица 1

## Продолжительность солнечного сияния (ч)

| Станция         | I  | II | III | IV  | V   | VI  | VII | VIII | IX  | X  | XI | XII | Год  |
|-----------------|----|----|-----|-----|-----|-----|-----|------|-----|----|----|-----|------|
| Диксон          |    | 16 | 129 | 211 | 152 | 149 | 196 | 122  | 59  | 22 |    |     | 1056 |
| Тамбей          |    | 16 | 135 | 193 | 165 | 189 | 247 | 160  | 65  | 22 |    |     | 1192 |
| Новый Порт      | 2  | 41 | 144 | 208 | 193 | 226 | 310 | 201  | 93  | 44 | 10 |     | 1472 |
| Игарка          | 2  | 46 | 135 | 217 | 242 | 270 | 333 | 222  | 102 | 39 | 10 |     | 1616 |
| Тазовское       | 2  | 52 | 137 | 198 | 199 | 216 | 318 | 207  | 88  | 50 | 19 |     | 1486 |
| Салехард        | 5  | 46 | 145 | 191 | 223 | 245 | 299 | 190  | 95  | 53 | 20 |     | 1512 |
| Туруханск       | 4  | 59 | 137 | 222 | 252 | 253 | 322 | 203  | 107 | 42 | 17 |     | 1618 |
| Тарко-Сале      | 13 | 70 | 164 | 221 | 226 | 217 | 286 | 195  | 98  | 47 | 28 | 1   | 1566 |
| Березово        | 15 | 79 | 138 | 198 | 236 | 251 | 309 | 222  | 107 | 54 | 30 |     | 1639 |
| Сытомино        | 30 | 91 | 151 | 192 | 227 | 267 | 281 | 210  | 127 | 70 | 36 | 26  | 1708 |
| Сургут          | 30 | 80 | 151 | 193 | 217 | 253 | 275 | 204  | 120 | 59 | 36 | 14  | 1632 |
| Ларьяк          | 47 | 94 | 153 | 209 | 252 | 266 | 290 | 210  | 127 | 68 | 51 | 24  | 1791 |
| Александровское | 39 | 88 | 158 | 205 | 238 | 281 | 283 | 188  | 109 | 49 | 38 | 24  | 1700 |

Таблица 2

Прямая радиация, поступающая на горизонтальную поверхность при средних условиях облачности, МДж/(м<sup>2</sup> · мес)

| Станция            | I | II | III | IV  | V   | VI  | VII | VIII | IX  | X  | XI | XII | Год  |
|--------------------|---|----|-----|-----|-----|-----|-----|------|-----|----|----|-----|------|
| Диксон             | 0 | 4  | 63  | 159 | 147 | 159 | 189 | 96   | 29  | 8  | 0  | 0   | 854  |
| Салехард           | 0 | 13 | 84  | 184 | 260 | 310 | 348 | 168  | 59  | 25 | 4  | 0   | 1455 |
| Туруханск          | 0 | 17 | 84  | 205 | 277 | 298 | 323 | 172  | 55  | 21 | 4  | 0   | 1456 |
| Надым <sup>1</sup> | 0 | 21 | 92  | 201 | 264 | 285 | 327 | 172  | 63  | 25 | 4  | 0   | 1454 |
| Тарко-Сале         | 0 | 25 | 101 | 214 | 264 | 256 | 302 | 172  | 67  | 25 | 4  | 0   | 1430 |
| Октябрьское        | 8 | 34 | 96  | 176 | 243 | 285 | 314 | 272  | 80  | 25 | 8  | 4   | 1545 |
| Сытомино           | 8 | 38 | 113 | 218 | 277 | 344 | 344 | 218  | 92  | 29 | 13 | 4   | 1698 |
| Александровское    | 8 | 47 | 130 | 222 | 293 | 331 | 360 | 197  | 101 | 34 | 13 | 4   | 1740 |

<sup>1</sup> Данные получены интерполяцией.



Таблица 3

Суммарная радиация, поступающая на горизонтальную поверхность при средних условиях облачности, МДж/(м<sup>2</sup> · мес)

| Станция                 | I  | II  | III | IV  | V   | VI  | VII | VIII | IX  | X   | XI | XII | Год  |
|-------------------------|----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|------|-----|-----|----|-----|------|
| Диксон                  | 0  | 21  | 168 | 415 | 620 | 582 | 511 | 310  | 134 | 42  | 0  | 0   | 2803 |
| Тамбей <sup>1</sup>     | 0  | 21  | 184 | 398 | 608 | 591 | 511 | 318  | 130 | 34  | 0  | 0   | 2795 |
| Новый Порт <sup>1</sup> | 0  | 50  | 218 | 457 | 595 | 603 | 587 | 386  | 172 | 63  | 8  | 0   | 3139 |
| Таозовский <sup>1</sup> | 4  | 63  | 210 | 440 | 603 | 599 | 603 | 394  | 168 | 75  | 21 | 0   | 3180 |
| Салехард                | 8  | 59  | 231 | 444 | 608 | 612 | 587 | 377  | 180 | 84  | 17 | 0   | 3207 |
| Надым <sup>2</sup>      | 13 | 67  | 243 | 444 | 599 | 591 | 587 | 377  | 189 | 52  | 21 | 4   | 3227 |
| Туруханск               | 13 | 63  | 231 | 440 | 599 | 599 | 531 | 381  | 172 | 80  | 21 | 0   | 3190 |
| Тарко-Сале              | 13 | 75  | 251 | 440 | 587 | 567 | 582 | 377  | 193 | 96  | 25 | 4   | 3210 |
| Березово <sup>1</sup>   | 21 | 80  | 260 | 448 | 582 | 612 | 599 | 406  | 205 | 96  | 29 | 8   | 3346 |
| Октябрьское             | 25 | 88  | 243 | 402 | 511 | 566 | 570 | 381  | 214 | 96  | 34 | 8   | 3138 |
| Сытомино                | 29 | 101 | 285 | 457 | 557 | 616 | 612 | 436  | 231 | 109 | 41 | 17  | 3492 |
| Алексаандровское        | 38 | 113 | 298 | 448 | 520 | 587 | 612 | 419  | 235 | 122 | 50 | 21  | 3463 |

<sup>1</sup> Суммарная радиация вычислена по продолжительности солнечного сияния<sup>2</sup><sup>2</sup> Данные получены интерполяцией.

Годовой приход прямой радиации, поступающей на горизонтальную поверхность, в рассматриваемом районе составляет 1455—1740 МДж/м<sup>2</sup>, а на побережье Карского моря уменьшается до 854 МДж/м<sup>2</sup>. Это объясняется как астрономическим фактором, так и увеличением облачности в этом районе, отмеченным выше. Заметное нарушение широтного хода прямой радиации наблюдается в летние месяцы. В июне и июле выделяются две области с повышенным месячным приходом радиации — это южные районы (Сытомино, Александровское) и северные (Салехард, Туруханск), где наблюдается и большая продолжительность солнечного сияния. Центральные лесные районы (Тарко-Сале) характеризуются несколько пониженными суммами радиации в связи с усилением здесь в летние месяцы циклонической деятельности. Самые низкие месячные суммы радиации в июне—июле характерны для крайних северных прибрежных районов.

Наибольшая изменчивость месячных сумм прямой радиации от года к году отмечается в осенне-зимний период и составляет на большей части территории 35—45 %, на Крайнем Севере — до 100 %. В весенне-летнее время она близка к изменчивости продолжительности солнечного сияния и равна 20—25 %, а на севере района 35 %.

В общем суммарном приходе радиации доля прямой радиации летом на территории рассматриваемого района составляет 50—55 %, на крайнем севере 25—35 %, зимой она уменьшается до 20—35 %.

Для распределения суммарной радиации по территории района характерно увеличение ее от высоких широт к низким (табл. 3 и рис. 1). Эта закономерность хорошо прослеживается в распределении годовых и месячных сумм радиации (кроме летних месяцев). В июне—июле так же, как и для прямой радиации, можно отметить тенденцию к увеличению прихода суммарной радиации вблизи Северного полярного круга (рис. 1 а, б). При построении схематических карт распределения суммарной радиации по территории северной части Западной Сибири были использованы наблюдения метеорологических станций за продолжительностью солнечного сияния, по которой рассчитывался месячный приход суммарной радиации, и облачностью. На годовом ходе месячных сумм суммарной радиации наряду с определяющим астрономическим фактором сказывается циркуляционный фактор (влияние облачности), а также характер подстилающей поверхности (наличие снежного покрова). В связи с этим в прибрежных районах может наблюдаться смещение максимума. Например, на станциях Диксон и Тамбей максимальный приход суммарной радиации за месяц отмечается в мае, а не в июне—июле, как на остальной территории. Это связано не только с меньшей облачностью в этом месяце, но и с увеличением рассеянной радиации за счет вторичного рассеяния после отражения от снежного покрова, который держится здесь до июня.

Для увеличения информации о суммарной радиации на некоторых станциях была сделана оценка ее по продолжительности

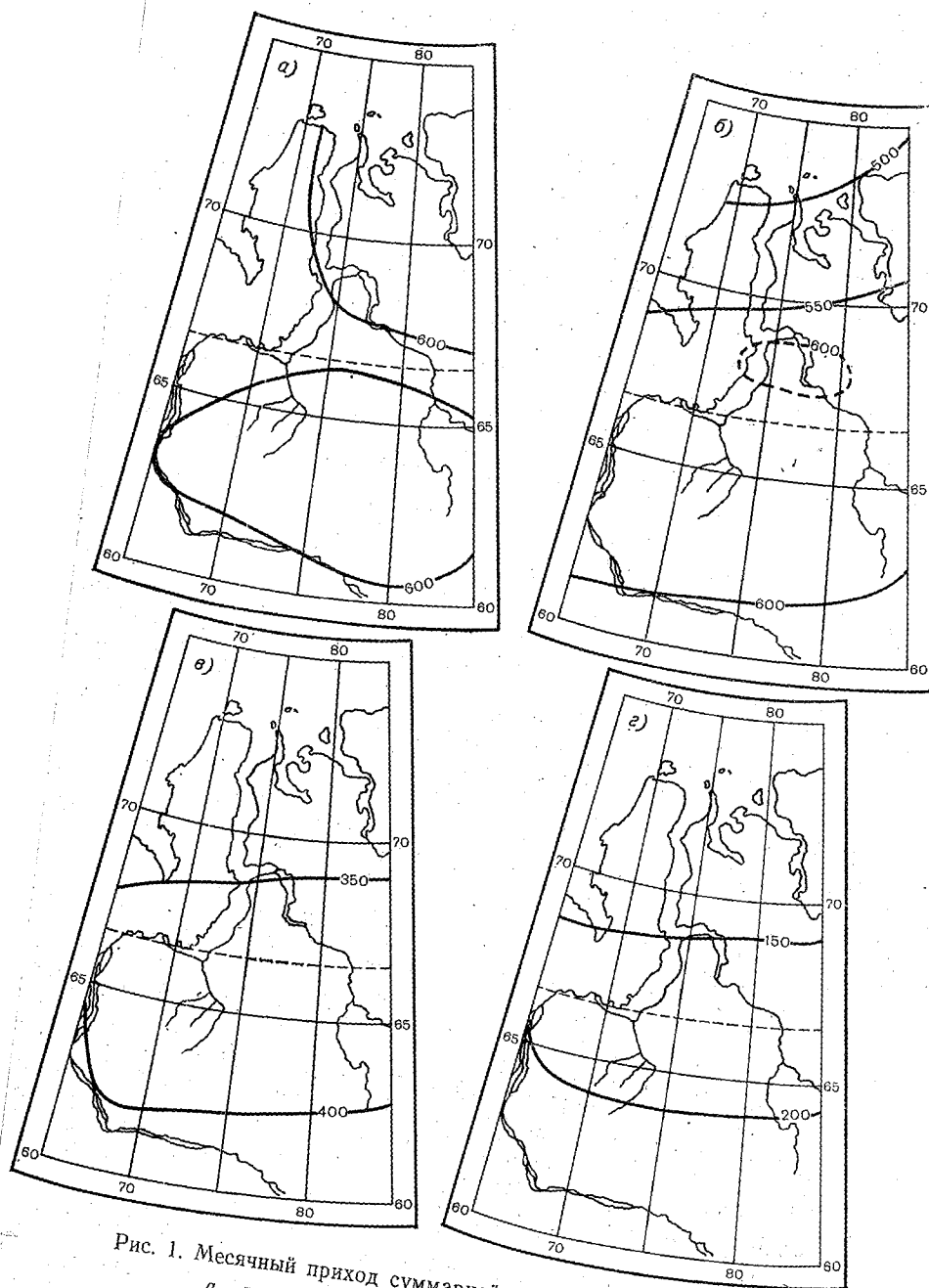


Рис. 1. Месячный приход суммарной радиации (МДж/м²).  
а — июнь, б — июль, в — август, г — сентябрь.

солнечного сияния. При расчете суммарной радиации по продолжительности солнечного сияния использована формула С. И. Сивкова [7]

$$\sum Q = 49S^{1,31} \cdot 10^{-4} + 10,5 (\sin h_n)^{2,1}, \quad (1)$$

где  $S$  — продолжительность солнечного сияния в часах за месяц,  $h_n$  — полуденная высота солнца для 15 числа месяца.

В [7] отмечалось, что севернее  $65^\circ$  с. ш. формула (1) дает заниженные суммы  $Q$ , особенно с апреля по июнь, когда отмечается высокое альbedo снежного покрова в окрестностях станции. В вычисленные суммы радиации введена соответствующая поправка, определенная по данным станций с актинометрическими наблюдениями. Она колеблется от 10 до 30 %, это согласуется с поправкой, полученной в [1] для Кольского полуострова.

Коэффициент вариации месячных сумм суммарной радиации, характеризующий изменчивость от года к году, меньше, чем для прямой радиации, и составляет по всей территории летом 8—12 %, зимой 15—20 %, а в северных районах 30—40 %.

Для того чтобы показать диапазон изменения месячных сумм прямой и суммарной радиации в данном районе, в табл. 4 и 5 приведены экстремальные суммы за период наблюдения и суммы, которые могут наблюдаться один раз в 20 и 10 лет. Последние получены при использовании нормального закона распределения месячных сумм [4]. Данные табл. 4 и 5 свидетельствуют о необходимости учета вариаций солнечной радиации в отдельные годы. Из сравнения их со средними многолетними (табл. 2 и 3) видно, что месячные суммы прямой радиации, равные и выше (или равные и ниже) которых могут наблюдаться один раз в 10 или 20 лет, на 30 и 40 % соответственно отличаются от средней многолетней. Для суммарной радиации эти различия меньше. Суммы, равные и выше (или равные и ниже) которых могут встречаться один раз в 20 лет, выше средних многолетних суточных сумм на 15—20 %, а один раз в 10 лет — на 10—15 %.

Анализ многолетних месячных и годовых сумм радиации показывает, что рассматриваемый район Западной Сибири отличается большим приходом суммарной радиации по сравнению с Европейской территорией СССР (в теплый период на 5—15 %) и меньшей изменчивостью от года к году.

Как показывают запросы практики, в настоящее время часто требуются суммы радиации за более короткий промежуток осреднения, чем месяц, например, за сутки. Ниже приводятся статистические характеристики суточных сумм суммарной радиации для описываемого района, позволяющие раскрыть ее внутримесячную структуру.

В табл. 6 для четырех месяцев даны основные моменты распределения суточных сумм суммарной радиации — средние  $\bar{Q}$ , средние квадратические отклонения  $\sigma$ , коэффициенты асимметрии

Таблица 4

Месячные суммы прямой и суммарной радиации с обеспеченностью 5 и 10 %  
и максимальные за период наблюдений, МДж/(м<sup>2</sup>·мес)

| Станция | Период наблюдений | Апрель |     |      | Июль  |     |      |
|---------|-------------------|--------|-----|------|-------|-----|------|
|         |                   | Макс.  | 5 % | 10 % | Макс. | 5 % | 10 % |

## Прямая радиация

|            |           |     |     |     |     |     |     |
|------------|-----------|-----|-----|-----|-----|-----|-----|
| Салехард   | 1955—1975 | 260 | 243 | 230 | 541 | 499 | 465 |
| Туруханск  | 1957—1975 | 306 | 293 | 272 | 494 | 461 | 432 |
| Тарко-Сале | 1966—1975 | 297 | 272 | 277 | 406 | 411 | 385 |
| Сытомино   | 1957—1975 | 310 | 285 | 268 | 515 | 478 | 444 |

## Суммарная радиация

|            |           |     |     |     |     |     |     |
|------------|-----------|-----|-----|-----|-----|-----|-----|
| Салехард   | 1955—1975 | 541 | 515 | 499 | 754 | 691 | 666 |
| Туруханск  | 1957—1975 | 528 | 536 | 499 | 716 | 700 | 675 |
| Тарко-Сале | 1965—1975 | 503 | 524 | 507 | 670 | 670 | 649 |
| Сытомино   | 1957—1975 | 528 | 524 | 511 | 721 | 721 | 700 |

Таблица 5

Месячные суммы прямой и суммарной радиации с обеспеченностью 95 и 90 %  
и минимальные за период наблюдений, МДж/(м<sup>2</sup>·мес)

| Станция | Период наблюдений | Апрель |      |      | Июль |      |      |
|---------|-------------------|--------|------|------|------|------|------|
|         |                   | Мин.   | 95 % | 90 % | Мин. | 95 % | 90 % |

## Прямая радиация

|            |           |     |     |     |     |     |     |
|------------|-----------|-----|-----|-----|-----|-----|-----|
| Салехард   | 1955—1975 | 117 | 126 | 138 | 201 | 197 | 230 |
| Туруханск  | 1957—1975 | 84  | 117 | 138 | 219 | 184 | 214 |
| Тарко-Сале | 1966—1975 | 176 | 155 | 151 | 193 | 193 | 218 |
| Сытомино   | 1957—1975 | 159 | 151 | 168 | 201 | 210 | 243 |

## Суммарная радиация

|            |           |     |     |     |     |     |     |
|------------|-----------|-----|-----|-----|-----|-----|-----|
| Салехард   | 1955—1975 | 385 | 373 | 390 | 541 | 482 | 507 |
| Туруханск  | 1957—1975 | 335 | 344 | 381 | 469 | 482 | 507 |
| Тарко-Сале | 1965—1975 | 339 | 356 | 373 | 499 | 494 | 515 |
| Сытомино   | 1957—1975 | 369 | 390 | 402 | 473 | 503 | 524 |

А и эксцесса  $E$ . Для лучшей сравнимости изменчивости по территории района в таблице приводится коэффициент вариации  $C_v$ .

Таблица 6

Статистические характеристики суточных сумм суммарной радиации

| Станция         | $\bar{Q}$                 | $\sigma$ | A    | E    | $C_v$ % | $\bar{Q}$                 | $\sigma$ | A    | E    | $C_v$ % |
|-----------------|---------------------------|----------|------|------|---------|---------------------------|----------|------|------|---------|
|                 | МДж/(м <sup>2</sup> ·сут) |          |      |      |         | МДж/(м <sup>2</sup> ·сут) |          |      |      |         |
|                 |                           |          |      |      |         |                           |          |      |      |         |
| Январь          |                           |          |      |      |         |                           |          |      |      |         |
| Туруханск       | 0,4                       | 0,3      | 1,2  | 1,0  | 70      | 15,0                      | 4,8      | -0,3 | -0,7 | 32      |
| Салехард        | 0,4                       | 0,3      | 1,2  | 0,9  | 67      | 15,0                      | 4,1      | -0,1 | -0,6 | 27      |
| Октябрьское     | 1,0                       | 0,5      | 0,7  | 0,3  | 50      | 13,9                      | 5,3      | -0,1 | -0,7 | 38      |
| Сытомино        | 1,2                       | 0,5      | 0,8  | 0,2  | 46      | 15,2                      | 4,9      | -0,2 | -0,5 | 32      |
| Александровское | 1,4                       | 0,6      | 0,8  | 0,1  | 45      | 15,8                      | 5,1      | -0,3 | -0,6 | 32      |
| Апрель          |                           |          |      |      |         |                           |          |      |      |         |
| Июль            |                           |          |      |      |         |                           |          |      |      |         |
| Туруханск       | 19,2                      | 7,0      | -0,3 | -0,8 | 36      | 2,7                       | 1,6      | 1,1  | 1,1  | 59      |
| Салехард        | 19,1                      | 6,9      | -0,5 | -0,5 | 36      | 2,9                       | 1,5      | 1,0  | 0,7  | 50      |
| Октябрьское     | 19,2                      | 6,3      | -0,6 | -0,5 | 33      | 3,9                       | 2,3      | 0,9  | 1,2  | 60      |
| Сытомино        | 18,8                      | 6,7      | -0,4 | -0,7 | 36      | 3,6                       | 1,8      | 0,7  | 0,4  | 51      |
| Александровское | 19,6                      | 6,7      | -0,4 | -0,8 | 34      | 3,9                       | 2,1      | 0,8  | 0,1  | 53      |
| Октябрь         |                           |          |      |      |         |                           |          |      |      |         |

Изменчивость суммарной радиации от суток к суткам в три-четыре раза больше, чем изменчивость от года к году. Наибольшую изменчивость суточные суммы суммарной радиации, также, как и месячные, имеют в северных районах данной территории.

Для кривых распределения суточных сумм суммарной радиации характерна асимметричность, на что уже указывалось в [4]. Причиной асимметрии кривых распределения солнечной радиации является наличие физических пределов: с одной стороны, нуля, с другой — максимально возможных сумм, т. е. сумм радиации при безоблачном небе.

При длине использованных рядов наблюдений в нашем исследовании значимыми можно считать коэффициенты асимметрии  $|A| \geq 0,4$ . На основании этого в данном районе в январе и октябре распределение суточных сумм суммарной радиации характеризуется положительной асимметрией, которая наиболее резко выражена в северной части района (Туруханск, Салехард). Таким образом, при использовании средних значений в практике следует учитывать, что в распределении суточных сумм суммарной радиации в зимние месяцы наиболее часто встречаются значения, не близкие к средним, а более низкие. В апреле намечается переход от положительной асимметрии к отрицательной, которая обычно хорошо выражена летом в континентальных районах и характеризуется

бóльшей повторяемостью высоких значений суммарной радиации. В апреле и июле в северной половине Западной Сибири, как показывает табл. 6, распределение суточных сумм суммарной радиации близко к нормальному ( $|A| \approx 0,4$ ). Оценка коэффициента эксцесса показала, что в данном районе во все сезоны он незначителен.

При решении многих прикладных задач, в том числе при оценке изменения теплового баланса подстилающей поверхности осваиваемых территорий, бывают необходимы экстремальные значения суточных сумм суммарной радиации, а также число и продолжительность периодов, в течение которых суточные суммы радиации выше или ниже заданных уровней. Согласно принятой в [1] терминологии, эти периоды называются выбросами.

Максимальные суточные суммы суммарной радиации в табл. 7 характерны для дней, когда сочетаются высокий приход прямой радиации (открытый от облаков диск солнца) и большая рассеянная радиация (облака Сп и Ас или Сп,Sc, 8—9 баллов) [4]. Минимальные суммы радиации наблюдаются в дни со сплошной облачностью нижнего яруса и при осадках.

Таблица 7

Экстремальные значения суточных сумм суммарной радиации, МДж/(м<sup>2</sup>·сут)

| Станция         | Максимум |        | Минимум |        | Максимум |        | Минимум |        |
|-----------------|----------|--------|---------|--------|----------|--------|---------|--------|
|                 | абс.     | средн. | абс.    | средн. | абс.     | средн. | абс.    | средн. |
| Январь          |          |        |         |        |          |        |         |        |
| Туруханск       | 1,4      | 1,2    | 0,04    | 0,08   | 25,2     | 22,5   | 2,8     | 6,2    |
| Салехард        | 1,4      | 1,0    | 0,04    | 0,1    | 24,8     | 22,2   | 4,9     | 7,7    |
| Сытомино        | 3,3      | 2,4    | 0,3     | 0,5    | 25,6     | 22,9   | 2,8     | 6,4    |
| Александровское | 3,5      | 2,8    | 0,4     | 0,5    | 26,2     | 23,7   | 4,1     | 6,4    |
| Июль            |          |        |         |        |          |        |         |        |
| Туруханск       | 34,2     | 29,7   | 2,5     | 5,7    | 8,4      | 6,5    | 0,3     | 0,6    |
| Салехард        | 36,5     | 29,5   | 2,4     | 5,3    | 8,0      | 6,8    | 0,5     | 0,9    |
| Сытомино        | 32,2     | 27,9   | 2,4     | 5,9    | 9,8      | 7,7    | 0,5     | 1,0    |
| Александровское | 32,4     | 29,3   | 3,3     | 5,9    | 11,2     | 8,0    | 0,6     | 1,0    |
| Октябрь         |          |        |         |        |          |        |         |        |

Осенью и зимой абсолютные максимальные суточные суммы суммарной радиации, приведенные в табл. 7, могут отличаться от средней многолетней на 3,5σ и даже на 4σ, в то время как абсолютные минимумы — только на 1—1,7σ (отчетливое проявление положительной асимметрии в распределении). Различие между средним максимумом и нормой 2—2,5σ, а между средним минимумом и нормой 1—1,4σ. Весной и летом разница между экстремальными значениями и средним многолетним приблизительно одинакова, как в сторону максимума, так и в сторону минимума. Лишь на 0,5σ отклонения в сторону минимума больше, чем в сторону

максимума, и составляют соответственно для абсолютных максимумов и минимумов 2 и 2,5 $\sigma$ , для средних 1,5—2 $\sigma$ .

В табл. 8 указано среднее число и средняя непрерывная продолжительность выбросов вверх через уровень  $C_1$ , близкий к средней максимальной суточной сумме суммарной радиации, и вниз через уровень  $C_3$ , близкий к средней минимальной сумме, а также вверх через уровень  $C_2$ , близкий к средней многолетней сумме. В связи с низкими значениями суточных сумм радиации в январе характеристики выбросов по Туруханску и Салехарду за этот месяц не рассматриваются.

Таблица 8

Среднее число выбросов ( $\bar{N}$ ) вверх и вниз через заданные уровни ( $C$ ) и их средняя непрерывная продолжительность ( $\bar{\tau}$ )

| Станция         | $C_1$ | $\bar{N}_1$ | $\bar{\tau}_1$ | $C_2$ | $\bar{N}_2$ | $\bar{\tau}_2$ | $C_3$ | $N_3$ | $\bar{\tau}_3$ |
|-----------------|-------|-------------|----------------|-------|-------------|----------------|-------|-------|----------------|
| Январь          |       |             |                |       |             |                |       |       |                |
| Сытомино        | 2,5   | 0,5         | 1,3            | 0,8   | 4,0         | 5,2            | 10    | 0,4   | 1,3            |
| Александровское | 2,5   | 1,0         | 1,6            | 1,7   | 3,4         | 2,8            | 20    | 2,6   | 2,4            |
| Апрель          |       |             |                |       |             |                |       |       |                |
| Туруханск       | 21,0  | 1,8         | 1,6            | 16,8  | 4,6         | 2,6            | 6,3   | 0,9   | 1,5            |
| Салехард        | 21,0  | 1,3         | 1,8            | 16,8  | 4,3         | 2,4            | 8,4   | 0,4   | 1,2            |
| Сытомино        | 23,0  | 1,0         | 1,9            | 16,8  | 5,0         | 2,4            | 6,3   | 1,1   | 1,2            |
| Александровское | 23,0  | 1,0         | 2,0            | 16,8  | 5,6         | 2,5            | 6,3   | 1,1   | 1,2            |
| Июль            |       |             |                |       |             |                |       |       |                |
| Туруханск       | 27,2  | 2,0         | 2,2            | 21,0  | 4,6         | 3,0            | 6,3   | 1,3   | 1,2            |
| Салехард        | 27,2  | 2,1         | 1,7            | 21,0  | 5,3         | 2,6            | 6,3   | 1,4   | 1,3            |
| Сытомино        | 27,2  | 1,5         | 2,2            | 16,8  | 4,9         | 4,1            | 6,3   | 1,9   | 1,5            |
| Александровское | 27,2  | 2,2         | 1,7            | 21,0  | 4,9         | 3,0            | 6,3   | 0,8   | 1,1            |
| Октябрь         |       |             |                |       |             |                |       |       |                |
| Туруханск       | 6,3   | 0,6         | 1,8            | 2,1   | 5,3         | 3,3            | 0,6   | 1,0   | 1,5            |
| Салехард        | 6,3   | 0,8         | 1,5            | 2,1   | 4,3         | 4,9            | 1,3   | 2,3   | 1,3            |
| Сытомино        | 6,3   | 1,3         | 1,8            | 4,2   | 5,0         | 2,2            | 1,3   | 1,8   | 1,4            |
| Александровское | 6,3   | 2,8         | 1,6            | 4,2   | 5,3         | 2,3            | 1,3   | 1,2   | 1,3            |

Примечание. Значения уровней  $C_1$ ,  $C_2$ ,  $C_3$ , приведенные в таблице, не являются кратными 5 или 10, в связи с пересчетом радиации (кал/см<sup>2</sup>) в единицы СИ—МДж/м<sup>2</sup>.

В отдельные годы число выбросов  $N$  может существенно отличаться от среднего числа  $\bar{N}$ . Особенно это касается выбросов через уровни, близкие к среднему максимуму и минимуму. Например,



среднее число выбросов вверх через уровень 27,2 МДж/(м<sup>2</sup>·сут) в Туруханске в июле, равное 2, не следует рассматривать как показатель того, что ежегодно здесь бывает два выброса вверх через этот уровень. За период наблюдений в Туруханске, равный 19 годам, распределение выбросов следующее:

|                                             |   |   |   |   |   |
|---------------------------------------------|---|---|---|---|---|
| Число выбросов в год . . . . .              | 0 | 1 | 2 | 3 | 4 |
| Число лет с данным количеством выбросов . . | 1 | 9 | 3 | 1 | 5 |

Таким образом, в один год из 19 лет выбросов вверх через уровень 27,2 МДж/(м<sup>2</sup>·сут) не было, в 5 годах было по 4 выброса и т. д. При этом по длительности распределение выбросов было таким:

|                                 |    |    |   |   |     |     |
|---------------------------------|----|----|---|---|-----|-----|
| Продолжительность выбросов, дни | 1  | 2  | 3 | 4 | 5—6 | 7—9 |
| Повторяемость, % . . . . .      | 57 | 32 | 3 | 3 | 0   | 5   |

Исследования внутримесячной структуры суточных сумм суммарной радиации находятся еще в начальной стадии, но и данные, приведенные в табл. 8, согласующиеся с результатами для ЕТС, позволяют сделать некоторые выводы, полезные при решении практических задач.

В распределении продолжительности выбросов суточных сумм суммарной радиации отмечается преобладание выбросов длительностью 1—2 дня через уровни, близкие к экстремальным значениям радиации.

Выбросы вниз к минимальным суммам более кратковременны, чем выбросы вверх к максимальным суммам, за исключением зимних месяцев, когда отмечается обратное соотношение. Эта закономерность отмечалась и для северных районов ЕТС. Но в отличие от ЕТС, в Западной Сибири в летний период отмечается тенденция к увеличению повторяемости числа и продолжительности более длительных выбросов суммарной радиации через высокие уровни. Эта закономерность, отразившаяся и на более высоких значениях средних многолетних месячных сумм, указывает на большие запасы солнечного тепла в северных районах Западной Сибири, чем на ЕТС на тех же широтах.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Гирдюк Г. В. Распределение суммарной солнечной радиации по территории Кольского полуострова.— Труды ГГО, 1965, вып. 179, с. 79—83.
2. Каган Р. Л., Федорченко Е. И. Расчет характеристик выбросов и временной структуры случайных последовательностей.— Труды ГГО, 1975, вып. 364, с. 66—76.
3. Орлова В. В. Западная Сибирь. Климат СССР. Вып. 4.— Л.: Гидрометеиздат, 1962.— 359 с.
4. Пивоварова З. И. Радиационные характеристики климата СССР.— Л.: Гидрометеиздат, 1977.— 335 с.
5. Пивоварова З. И., Стадник В. В. О точности данных наблюдений актинометрической сети и оптимальном расстоянии между станциями.— Труды ГГО, 1969, вып. 249, с. 3—32.

6. Пивоварова З. И., Стадник В. В. Об изменчивости прямой радиации, поступающей на вертикальные поверхности южной ориентации.— Труды ГГО, 1974, вып. 307, с. 80—93.

7. Сивков С. И. Методы расчета характеристик солнечной радиации.— Л.: Гидрометеиздат, 1968.— 231 с.

8. Справочник по климату СССР. Солнечная радиация, радиационный баланс и продолжительность солнечного сияния.— Л.: Гидрометеиздат, 1966. Ч. 1. Вып. 17, 21.\*

9. Справочник по климату СССР. Устойчивость и точность климатических характеристик. Солнечное сияние, температура воздуха и почвы.— Л.: Гидрометеиздат, 1976. Вып. 1.

10. Стадник В. В. Об использовании актинометрической информации при описании радиационного режима.— Информационное письмо ГУГМС, 1977, № 21, с. 59—63.

*А. С. Дубов*

## **МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ ЭНЕРГЕТИЧЕСКИХ ПРОБЛЕМ**

1. Ограниченность энергетических ресурсов, которыми располагает человечество, обусловила большой интерес к проблеме практического использования таких возобновляемых видов энергии, как солнечная радиация, скорость ветра, приливы в океане и др.

Количество солнечной радиации, падающей на Землю, примерно в 20 тысяч раз превышает все используемые в настоящее время источники энергии. Использование этого вида энергии не сопровождается вредными воздействиями на окружающую среду. Но ее практическая реализация крайне затруднена малой плотностью потока солнечной радиации и неравномерным распределением его по территории в глобальных масштабах.

2. Первые работы по оценке возможностей использования солнечной энергии были начаты в Советском Союзе в 1920-х годах Б. П. Вейнбергом [3]. Как известно, для проектирования и эксплуатации большинства гелиоустановок требуются данные о количестве прямой солнечной радиации, поступающей на перпендикулярную к лучам солнца и наклонную поверхности, а также данные о рассеянной и суммарной радиации. Необходима также информация об облачности, продолжительности солнечного сияния, иногда о температуре воздуха и скорости ветра. Наиболее продвинутой частью метеорологических исследований в плане излагаемой проблемы является географическое распределение потенциальных ресурсов гелиоэнергетики. Такие ресурсы характеризуются прежде всего количеством приходящей радиации. В настоящее время уже разработан ряд кадастров, в которых приводятся значения солнечной радиации, осредненные за часовые, месячные и годовые интервалы, а также средняя месячная продолжительность солнечного сияния. Характеристики радиационного климата СССР, включающие более широкий круг параметров, чем тот, который требуется для нужд гелиоэнергетики, содержатся в монографиях Т. Г. Берлянд [2], З. И. Пивоваровой [8] и др.

Для оценки эффективности размещения гелиоустановок Берлянд исходила из критерия, введенного еще Вейнбергом [3]. Согласно этому критерию солнечная радиация может быть использована в технических целях, когда ее интенсивность делается равной  $420 \text{ Вт/м}^2$ . Для условий средней прозрачности атмосферы такая интенсивность имеет место при высотах солнца не ниже  $10^\circ$ . По данным о моментах восхода и захода солнца на разных широтах была рассчитана максимально возможная месячная и годовая продолжительность работы солнечных установок в условиях безоблачного неба (табл. 1).

Таблица 1

**Максимально возможная месячная и годовая продолжительность работы гелиоустановок (в десятках часов) при условии безоблачного неба**

| Широта     | Месяц |     |    |    |    |    | Год |
|------------|-------|-----|----|----|----|----|-----|
|            | I     | III | V  | VI | IX | XI |     |
| $70^\circ$ | 0     | 21  | 47 | 51 | 28 | 0  | 284 |
| 50         | 17    | 29  | 40 | 42 | 31 | 19 | 354 |
| 30         | 27    | 32  | 37 | 38 | 32 | 26 | 380 |

Помимо количественных данных о возможных суммах поступления радиации в данном пункте необходимо знать ее внутрисуточную изменчивость. Характер неизбежной прерывистости поступающей радиации может заметным образом сказаться на эффективности энергетических установок, тепловая инерция которых составляет от 15—20 мин до 2 ч. И. А. Петелиной [7] были выполнены расчеты распределения длительности периодов непрерывного солнечного сияния для условий Ташкента. Согласно ее данным, вероятность наличия таких периодов продолжительностью не больше получаса для марта составляет 55—58 %, а для июня — 44—49 %. Вероятность периодов продолжительностью не менее 2 ч составляет 25—28 % для марта и 30—32 % для июня. Такого рода оценки выполняются сейчас для других пунктов Советского Союза.

Для оценок прерывистости солнечного сияния за короткие интервалы времени (десятки минут) может быть привлечена информация о распределении кучевых облаков по линейным размерам. На рис. 1 приведены примеры таких распределений, полученных с помощью ИК радиометра для Украины и районов северо-запада ЕТС [5]. Общая степень покрытия неба облаками при этих измерениях составляла 2—6 баллов. Поскольку в южных районах с большим количеством приходящей радиации преобладает именно кучевая облачность, такого рода информация может оказаться весьма полезной. Переход от линейных размеров к временным интервалам осуществляется с использованием данных о скорости ветра на уровне облаков. Сами облака движутся с несколько меньшей скоростью, порядка 90 % скорости ветра.

3. Весьма важное значение для работы гелиоустановок имеет величина радиации, падающей на различно ориентированные наклонные поверхности. Наиболее полный обзор работ по радиационному режиму таких поверхностей, а также новые результаты содержатся в недавно вышедшей монографии К. Я. Кондратьева, З. И. Пивоваровой и М. П. Федоровой [4]. Сравнительно просто решается вопрос об определении величин прямой радиации, падающей на наклонную поверхность. Эта величина находится по простым тригонометрическим формулам, если известна прямая радиация, приходящая на поверхность, перпендикулярную солнечным лучам, и углы, характеризующие положение наклонной поверхности в пространстве.

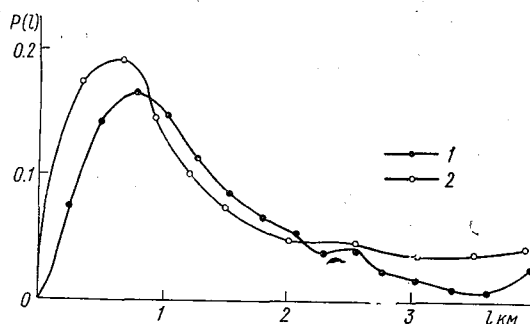


Рис. 1. Распределение линейных размеров кучевых облаков по размерам.

1 — Украина, 2 — Ленинградская область.

Для практических расчетов дневных сумм прямой радиации, падающей на вертикальную поверхность,  $\sum S_v$  используют отношение  $K_v = \sum S_v / \sum S_H$ , где  $\sum S_H$  — дневная сумма прямой радиации, поступающей на горизонтальную поверхность. Коэффициент  $K_v$  слабо зависит от облачности и прозрачности атмосферы и определяется широтой места, временем года и азимутом поверхности. Этот способ расчетов удобен и потому, что можно использовать данные об  $S_H$ , полученные по косвенным признакам (продолжительности солнечного сияния, облачности и др.). Ряд независимых эмпирических определений этого коэффициента (как для северной, так и для южной ориентации) дал близкие результаты.

Для работы солнечных установок важно также учитывать вклады рассеянной и отраженной радиации в суммарный приток тепла [10]. Для расчета этих величин необходимы данные об угловом распределении интенсивностей этих видов радиации, что делает подобные вычисления крайне громоздкими. Значительно упрощает расчеты использование изотропной модели рассеянной радиации, но выполненные оценки показывают, что подобная стилизация обеспечивает надежную точность при безоблачном небе только для поверхностей с азимутом около 90 и 270° и углом наклона

поверхности к горизонту меньше  $45^\circ$  [4]. Для практических расчетов в этом случае также используют эмпирически определяемые коэффициенты связи между рассеянной и отраженной радиацией, падающей на вертикальную поверхность  $(D+R)_v$ , и рассеянной радиацией, приходящей на горизонтальную площадь  $D_H$ . Коэффициент  $K_{D+R} = (D+R)_v/D_H$  зависит от меньшего числа параметров, чем  $D_H$ . Его значения при безоблачном небе заметно меняются при резких изменениях мутности атмосферы и альбедо подстилающей поверхности.

При определении потоков суммарной радиации неизотропность рассеяния следует учитывать только для случаев, когда вклад рассеянной и отраженной радиации велик (например, при небольших высотах солнца и для поверхностей, обращенных к солнцу, особенно при замутненной атмосфере). Для приближенных вычислений сумм суммарной радиации можно пользоваться изотропным приближением

$$\sum Q_s = \sum S_s + \cos^2 \frac{\alpha}{2} \sum D_H + \sin^2 \frac{\alpha}{2} \sum R_H,$$

где  $S_s$  — прямая радиация, падающая на наклонную поверхность,  $\alpha$  — угол наклона поверхности к горизонту. Погрешность такого приближения при определении суммарной радиации, падающей на вертикальную поверхность (ошибка в этом случае максимальна), составляет 5—15 и 10—20 % при наличии снежного покрова. Для практических расчетов здесь также удобно использовать формулу  $\sum Q_s = K_Q \sum Q_H$ , где  $Q_H$  — суммарная радиация, падающая на горизонтальную поверхность,  $K_Q$  — эмпирически определяемый коэффициент. Пример зависимости этого коэффициента от угла наклона  $\alpha$  и азимута  $\psi$  поверхности при безоблачном небе приведен на рис. 2, взятом из монографии [4].

Для оценок термического режима энергетических установок необходима также информация о длинноволновой части радиационного баланса наклонной поверхности. Общее теоретическое исследование этого вопроса с учетом неизотропности эффективного излучения выполнено в работе К. Я. Кондратьева и Э. Л. Подольской [4]. Для практических расчетов можно пользоваться более простыми формулами. Так, для углов наклона поверхности к горизонту меньше  $30^\circ$  справедливо приближенное соотношение  $F_s = F_H \cos \alpha$  (индексы  $s$  и  $H$  соответствуют эффективному излучению наклонной и горизонтальной поверхностей). При расчетах отношения  $F_s/F_H$  для больших углов наклона  $\alpha$  необходимо задавать распределение интенсивности эффективного излучения по углу высоты.

4. Для обеспечения гелиоэнергетиков надежной и полной метеорологической информацией необходимо дальнейшее развитие и расширение актинометрической сети, особенно в пустынных и высокогорных районах.

Особенное внимание следует уделить изучению внутрисуточной структуры солнечной радиации, в частности ее изменчивости за малые интервалы времени (порядка десятков минут), а также про-

зрачности атмосферы и суточного хода облачности как по наземным, так и по спутниковым данным. Поскольку регистрация продолжительности солнечного сияния производится на большем числе станций, представляется целесообразным установление эмпирических зависимостей между этой характеристикой радиационного режима и дневными суммами интенсивности приходящей радиации.

Для уточнения и расширения эмпирических связей, используемых при расчетах радиации, падающей на наклонную поверхность, необходима организация наблюдений за составляющими радиационного баланса этих поверхностей при различной их ориентации. Такие наблюдения должны быть поставлены в характерных климатических зонах. Практически не изучен ни в теоретическом, ни в экспериментальном плане спектральный радиационный режим наклонных поверхностей. Естественно, дальнейшие работы должны вестись в сотрудничестве с инженерами и конструкторами соответствующих специальностей, что позволит выявить экономически оптимальные районы для строительства гелиоустановок.

5. Наряду с солнечной радиацией весьма важным источником возобновляемой энергии является скорость ветра. Метеорологические исследования в этой области ведутся в основном в двух направлениях — это оценка потенциальных ресурсов ветровой энергии и распределения скорости ветра по высоте в нижних слоях атмосферы. Характеристикой потенциальных ресурсов служат карты средних скоростей ветра и их повторяемости в различных районах той или иной страны. В Советском Союзе сводки таких данных приведены в Справочниках по климату СССР [9]. Сейчас начаты работы по картированию непосредственно ветроэнергоресурсов, пропорциональных кубу скорости ветра. При этих расчетах помимо средних значений скорости ветра учитывается дисперсия и асимметрия в распределении возмущений поля скорости.

Изменение ветра с высотой в нижнем 30—50-метровом слое достаточно хорошо описывается теорией подобия Обухова—Монина. Логарифмический профиль скорости ветра вытекает из этой теории как частный случай, соответствующий нейтральной стратификации. Для инженерных расчетов часто используют степенной закон, ставший особенно популярным после известных работ Давенпорта [11]. Для больших высот, где начинает сказываться влияние силы Кориолиса, профили имеют более сложный характер. Скорость ветра при этом является функцией трех параметров:

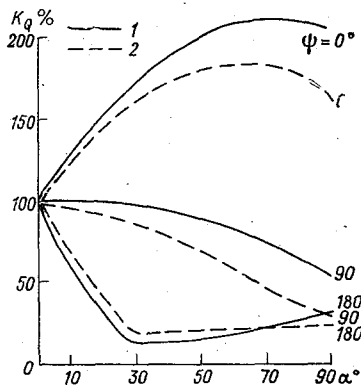


Рис. 2. Зависимость коэффициента  $K_Q$  от угла наклона  $\alpha$  и азимута  $\psi$  поверхности при безоблачном небе и высоте солнца  $28^\circ$ .

1 — март 1959 г., альбедо 0,45; 2 — июнь 1956, альбедо 0,20.

высоты, термической стратификации и числа Россби  $Ro = \frac{V_g}{fz_0}$ , где

$V_g$  — скорость геострофического ветра,  $f$  — параметр Кориолиса,  $z_0$  — шероховатость подстилающей поверхности. Исследование структуры профилей ветра в пограничном слое атмосферы над различными подстилающими поверхностями выполнено, включая районы городской застройки, в частности, в работах Л. Р. Орленко [6].

6. За последнее время были выполнены работы, позволяющие оценить степень использования энергии ветра приемниками с различными параметрами. Л. Е. Анапольская и Л. С. Гандин [1] рассмотрели модель ветродвигателя, работающего по схеме, изображенной на рис. 3. Здесь под  $v_0$  понимается пороговая чувствительность установки (минимальная скорость ветра, при которой начинает работать ветродвигатель).

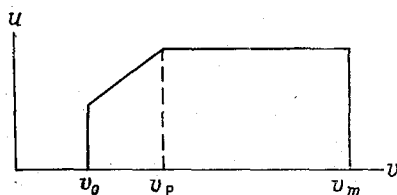


Рис. 3. Схематическая зависимость используемой в ветродвигателе скорости воздуха  $u$  от скорости реального ветра  $v$ .

Величина  $v_p$  — скорость ветра, соответствующая участку регулирования, где вырабатываемая энергия не зависит от скорости ветра,  $v_m$  — максимально допустимая скорость ветра, при которой может работать генератор. Ветроэнергоресурсы для такой модели генератора для достаточно большого интервала времени оцениваются по формуле

$$N = \rho \left[ \int_{v_0}^{v_p} v^3 f(v) dv + v_p^3 \int_{v_p}^{v_m} f(v) dv \right],$$

где  $f(v)$  — дифференциальная функция распределения скорости ветра. Как показано в [1], изменением плотности  $\rho$  можно пренебречь. Расчеты сначала проводились для случая  $v_0 = 0$  и  $v_p = v_m = 40$  м/с, т. е. определялись полные (потенциальные) ветроэнергоресурсы без учета параметров приемника ветра. После этого задавались различные значения параметров  $v_0$  и  $v_p$ . Результаты расчетов для трех пунктов Советского Союза с различным ветровым режимом приведены в табл. 2.

Таблица 2

# Оценки среднегодовых ветроэнергоресурсов

| Пункт     | $\bar{v}^3$ м <sup>3</sup> /с | Потери при $v < v_0$ , % |                 | Потери при $v > v_p$ , % |                  |
|-----------|-------------------------------|--------------------------|-----------------|--------------------------|------------------|
|           |                               | $v_0 = 3,5$ м/с          | $v_0 = 5,5$ м/с | $v_p = 7,5$ м/с          | $v_p = 11,5$ м/с |
| Диксон    | 1244                          | 0,2                      | 1,4             | 80                       | 53               |
| Лиеная    | 699                           | 0,5                      | 3,2             | 74                       | 43               |
| Ленинград | 69                            | 7,5                      | 39              | 11                       | 1,2              |



Относительные потери за счет наличия порога чувствительности минимальны для районов с большими потенциальными ресурсами ветровой энергии. Для областей, где  $\bar{v}^3 > 500 \text{ м}^3/\text{с}$ , эти потери не превышают 4 %. Значительно большие потери в районах с большими скоростями ветра (а именно они интересны для ветроэнергетики) обусловлены наличием участка регулирования и достигают 60—80 %. Для этих районов необходимо использовать более мощные ветродвигатели. Приведенный пример расчета ограничивался использованием информации о структуре поля ветра по данным репрезентативных метеостанций. Для более тщательного учета особенностей ветрового режима при разработке ветроэнергосистем необходимо учитывать изменчивость структуры атмосферных движений, обусловленную мезомасштабными неоднородностями (рельеф, город), нестационарностью процессов и др. Работы в этом направлении еще только начинаются.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Анапольская Л. Е., Гандин Л. С. Ветроэнергетические ресурсы и методы их оценки.— Метеорология и гидрология, 1978, № 7, с. 11—17.
2. Берлянд Т. Г. Распределение солнечной радиации на континентах.— Л.: Гидрометеиздат, 1961.— 227 с.
3. Вейнберг Б. П. Желтый угол.— Л.: Изд. КЕПС, 1929.— 64 с.
4. Кондратьев К. Я., Пивоварова З. И., Федорова М. П. Радиационный режим наклонных поверхностей.— Л.: Гидрометеиздат, 1978.— 215 с.
5. Линейные размеры кучевых облаков по данным наземных измерений потоков излучения/А. В. Гудименко, Л. Б. Руднева, Р. Г. Тимановская, Д. Ф. Тимановский. Труды ГГО, 1977, вып. 388, с. 114—122.
6. Орленко Л. Р. Строение планетарного пограничного слоя атмосферы.— Л.: Гидрометеиздат, 1979.— 270 с.
7. Петелина Н. А. Некоторые результаты исследования режимных гелиоцентрических характеристик.— В кн.: Исследования характеристик режима возобновляющихся источников энергии — воды, ветра и солнца.— Ташкент, 1963, с. 170—198.
8. Пивоварова З. И. Радиационные характеристики климата СССР.— Л.: Гидрометеиздат, 1977.— 335 с.
9. Справочник по климату СССР. Ветер.— Л.: Гидрометеиздат, 1965—1967. Ч. 3. Вып. 1—34.
10. Dave I. V., Broslau N. Importance of the diffusive sky radiation in evaluation of the performance of solar cell.— Solar energy, 1978, N 3, p. 215—222.
11. Davenport A. G. A rationale for determination of design wind velocities.— Proc. ASCEI of the structural division, 1960, vol. 86, p. 39—66.

*Б. Г. Вагер*

## **ВЫЧИСЛЕНИЕ ВЕРТИКАЛЬНЫХ ПРОИЗВОДНЫХ ОТ МЕТЕОЭЛЕМЕНТОВ ПО ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫМ ДАНЫМ**

Достигнутые в последние годы успехи в развитии теории сплайнов открыли широкие возможности для их практической реализации во многих разделах вычислительной математики [1, 6, 13]. Успешно применяются сплайны и при решении ряда гидрометеорологических задач. Так, например, в работах С. В. Солонина, А. П. Беляева и Е. Д. Мамаева [2, 12] исследовалась возможность использования сплайнов при обработке и анализе метеорологической информации на этапе подготовки данных для численного прогноза погоды. Сплайн-интерполяция метеоэлементов применялась в работах А. Е. Пригодича [9], В. А. Гордина [5] и ряда других авторов. В гидрологических задачах сплайны использовались А. В. Романовым [10] для определения морфологии русла рек и Н. К. Серковым [11] в задачах гидрометрического учета речного стока. Применяются сплайны и в работах зарубежных геофизиков [14].

Среди большого числа различных видов сплайнов наибольшее распространение на практике получили кубические сплайны [1, 6]. В данной работе кубические сплайны используются для нахождения производных и интегралов от экспериментальных функций в пограничном слое атмосферы.

Одной из основных задач, возникающих при обработке и анализе экспедиционных материалов по пограничному слою атмосферы, является задача восстановления вертикальных профилей и суточных ходов метеоэлементов по имеющимся экспериментальным данным. Возможность использования простых кубических и сглаживающих сплайнов для решения этой задачи рассмотрена в работе [4].

Однако для решения многих прикладных задач кроме самих профилей метеоэлементов необходимо знать еще и их вертикальные производные (например, для расчета потоков тепла и влаги). Трудность непосредственного определения этих производных по ин-

терполируемой функции состоит в том, что в приземном слое скорость ветра, температура, влажность и другие метеоэлементы изменяются по логарифмическому закону. Поэтому, если аппроксимировать экспериментальные значения этих функций полиномами (например, полиномами Ньютона или Лагранжа или сплайнами), при вычислении производных от полиномиальной аппроксимации при малых  $z$  получим заведомо большие погрешности. К таким же погрешностям на этих высотах приведут и конечно-разностные формулы для определения производных. Для повышения точности численного дифференцирования экспериментальных зависимостей применим комбинированную регуляризацию, которая состоит в следующем.

Допустим, что на интервале высот  $(z_0, z_N)$  задана экспериментальная зависимость  $f(z)$ , измеренные значения которой на уровнях наблюдений  $z_i$  обозначим через  $y_i$  ( $y_i = f(z_i)$ ). Если существует некоторый интервал  $(z_1, z_2) \in (z_0, z_N)$ , на котором известен примерный вид этой функциональной зависимости, то можно искомую функцию  $f(z)$  представить в виде

$$f(z) = \varphi(z, C_k) + S(z), \quad (1)$$

где  $\varphi(z, C_k)$  — заданная функция аргументов  $z$  и  $C_k$ ;  $C_k$  — подлежащие определению параметры;  $S(z)$  — неизвестная пока функция.

Функция  $\varphi(z, C_k)$  не должна сильно «портить» экспериментальную зависимость вне интервала  $(z_1, z_2)$ , а входящие в нее параметры  $C_k$  выберем из условия близости значений функции  $\varphi$  к экспериментальным значениям  $y_i$  на интервале  $(z_1, z_2)$ . Составим затем разности

$$\bar{y}_i = y_i - \varphi(z_i, C_k) \quad (z_0 \leq z_i \leq z_N = H) \quad (2)$$

и по значениям  $\bar{y}_i$  построим кубический сплайн  $S(z)$ . Очевидно, что на интервале  $(z_1, z_2)$  сплайн  $S(z)$  мал и играет роль поправки. Если известно, что значения  $y_i$  получены с большой погрешностью, то следует строить по значениям  $\bar{y}_i$  не простой кубический сплайн, а сглаживающий сплайн.

В качестве функции  $\varphi(z, C_k)$  в нашем случае следует взять логарифмическую зависимость

$$\varphi(z, C_k) = C_1 \ln z + C_2. \quad (3)$$

Тогда окончательное выражение для функции  $f(z)$  будет следующим:

$$f(z) = C_1 \ln z + C_2 + a_{1i} + a_{2i}(z_i - z) + a_{3i}(z_i - z)^2 + a_{4i}(z_i - z)^3, \quad (4)$$

где  $a_{1i}, a_{2i}, a_{3i}, a_{4i}$  — коэффициенты кубического сплайна  $S(z)$ . Как видно из (4), производные и интегралы от функции  $f(z)$  вычисляются аналитически.

Так как функция  $\varphi(z, C_k)$  зависит от  $C_k$  линейно, для определения этих параметров можно применить метод наименьших квадратов. Тогда параметры  $C_1$  и  $C_2$  определяются из условия

$$\sum_{i=1}^N \omega_i (\varphi_i - y_i)^2 = \min, \quad (5)$$

где  $\omega_i$  — некоторые веса, значения которых выбираются убывающими с ростом  $z$  и равными нулю выше высоты приземного слоя атмосферы, где разрушается логарифмическая зависимость. Условие (5) приводит к системе уравнений

$$\begin{aligned} C_1 \sum_{i=1}^N \omega_i \ln^2 z_i + C_2 \sum_{i=1}^N \omega_i \ln z_i &= \sum_{i=1}^N \omega_i y_i \ln z_i, \\ C_1 \sum_{i=1}^N \omega_i \ln z_i + C_2 \sum_{i=1}^N \omega_i &= \sum_{i=1}^N \omega_i y_i. \end{aligned} \quad (6)$$

Определив из этой системы уравнений параметры  $C_1$  и  $C_2$ , получим искомую функцию  $f(z)$ .

Рассмотренный выше алгоритм вычисления вертикальных производных от метеозлементов в пограничном слое атмосферы был реализован в виде программы на ФОРТРАНЕ. Приведем некоторые результаты численных экспериментов. В качестве теста для проверки была выбрана функция, соответствующая линейно-логарифмическому профилю скорости ветра в пограничном слое атмосферы

$$u(z) = \frac{u_*}{\kappa} \left( \ln \frac{z}{z_0} + \frac{\beta}{L} z \right). \quad (7)$$

Значения параметров в формуле (7) были следующими:  $\kappa = 0,4$ ,  $u_* = 0,3$  м/с,  $z_0 = 10^{-2}$  м,  $\frac{\beta}{L} = 10^{-2}$  м<sup>-1</sup>. Результаты расчетов производной этой функции и сравнение их с точными значениями приведены в табл. 1. Как видно из таблицы, максимальная погрешность в определении производной не превышает 1 %.

Воспользуемся описанной выше методикой определения производных и интегралов от экспериментальных зависимостей для вычисления коэффициента турбулентности  $k(z)$ . Рассмотрим для этого стационарные уравнения движения в горизонтально однородном пограничном слое:

$$\begin{aligned} \frac{d}{dz} k \frac{du}{dz} + \lambda (v - V_g) &= 0; \\ \frac{d}{dz} k \frac{dv}{dz} - \lambda (u - U_g) &= 0, \end{aligned} \quad (8)$$

где  $u$  и  $v$ ,  $U_g$  и  $V_g$  — компоненты вектора скорости ветра и геостро-

Сравнение рассчитанных и точных значений производных

| $\frac{z}{H} \cdot 10^2$ | $\frac{u}{U_g} \cdot 10^1$ | $\omega$ | $\frac{d}{dz} \left( \frac{u}{U_g} \right)_{\text{рас}}$ | $\frac{d}{dz} \left( \frac{u}{U_g} \right)_{\text{точ}}$ |
|--------------------------|----------------------------|----------|----------------------------------------------------------|----------------------------------------------------------|
| 0,143                    | 2,057                      | 1,0      | 28,0                                                     | 27,8                                                     |
| 0,286                    | 2,333                      | 1,0      | 14,0                                                     | 14,1                                                     |
| 0,571                    | 2,617                      | 1,0      | 7,34                                                     | 7,32                                                     |
| 0,714                    | 2,711                      | 0,5      | 5,95                                                     | 5,96                                                     |
| 1,43                     | 3,018                      | 0,25     | 3,25                                                     | 3,25                                                     |
| 2,14                     | 3,213                      | 0,0      | 2,35                                                     | 2,35                                                     |
| 3,57                     | 3,488                      | 0,0      | 1,63                                                     | 1,62                                                     |
| 7,14                     | 3,950                      | 0,0      | 1,08                                                     | 1,08                                                     |
| 10,71                    | 4,300                      | 0,0      | 0,903                                                    | 0,903                                                    |
| 21,43                    | 5,149                      | 0,0      | 0,722                                                    | 0,722                                                    |
| 35,71                    | 6,120                      | 0,0      | 0,650                                                    | 0,650                                                    |
| 57,14                    | 7,462                      | 0,0      | 0,609                                                    | 0,609                                                    |
| 71,43                    | 8,322                      | 0,0      | 0,596                                                    | 0,596                                                    |
| 100,00                   | 10,000                     | 0,0      | 0,580                                                    | 0,580                                                    |

фического ветра соответственно,  $\lambda$  — параметр Кориолиса. Из (8) легко получить формулу для определения  $k(z)$ :

$$k(z) = \frac{\lambda \int_{z_0}^z (u^2 + v^2 - uU_g - vV_g) dz}{u \frac{dv}{dz} - v \frac{du}{dz}}, \quad (9)$$

где  $z_0$  — высота шероховатости подстилающей поверхности, на которой средняя скорость ветра обращается в нуль. Таким образом, задача вычисления коэффициента турбулентности свелась к нахождению производных и интегралов от заданных экспериментально функций  $u$  и  $v$ .

Хорошо известно [3, 8], что довольно значительный произвол в выборе функции  $k(z)$  не сказывается существенным образом на годографе вектора скорости ветра. Обратная зависимость оказывается более сложной. Даже незначительные вариации профиля скорости приводят к заметным изменениям функции  $k(z)$ . Поэтому чрезвычайно важно достаточно точно вычислять производные и интегралы, входящие в формулу (9). Одно из преимуществ предлагаемой методики состоит в том, что компоненты скорости ветра  $u$  и  $v$  представляются в виде (4), а в этом случае интегралы (9) удастся вычислить в квадратурах и тем самым избежать дополнительных погрешностей, возникающих при замене интегралов квадратурными формулами.

В качестве примера вычисления коэффициента турбулентности было выбрано аналитическое решение уравнений (8), соответст-

вующее линейному профилю коэффициента турбулентности и переменным значениям  $U_g(z)$ ,  $V_g(z)$ :

$$k(z)=z, U_g=2 \ln z+z-\frac{0,1}{\lambda}, V_g=\ln z+0,1z+\frac{1}{\lambda}. \quad (10)$$

Уравнение (8) интегрировалось в слое ( $z_0, H$ ) при следующих значениях параметров:

$$z_0=0,01 \text{ м}, H=1400 \text{ м}, \lambda=1,26 \cdot 10^{-4} \text{ с}. \quad (11)$$

Точным решением этих уравнений будут функции

$$u=2 \ln z+z, v=\ln z+0,1z. \quad (12)$$

Для 16 различных высот были вычислены значения  $u$  и  $v$  по формулам (12), а затем по описанной выше методике определены производные и интегралы, входящие в формулу (9), и вычислен коэффициент турбулентности. Результаты сравнения рассчитанных и заданных значений безразмерного коэффициента турбулентности приведены в табл. 2.

Таблица 2

Сравнение рассчитанных и точных значений коэффициента турбулентности

| $\frac{z}{H} \cdot 10^2$ | $\frac{u}{U_g} \cdot 10^2$ | $\frac{v}{U_g} \cdot 10^2$ | $\left(\frac{k}{HU_g}\right)_{\text{рас}} \cdot 10^2$ | $\left(\frac{k}{HU_g}\right)_{\text{точ}} \cdot 10^2$ |
|--------------------------|----------------------------|----------------------------|-------------------------------------------------------|-------------------------------------------------------|
| 0,57                     | 0,86                       | 0,20                       | 0,55                                                  | 0,57                                                  |
| 0,71                     | 1,03                       | 0,23                       | 0,73                                                  | 0,71                                                  |
| 1,43                     | 1,84                       | 0,35                       | 1,42                                                  | 1,43                                                  |
| 2,14                     | 2,60                       | 0,45                       | 2,15                                                  | 2,14                                                  |
| 3,57                     | 4,09                       | 0,63                       | 3,57                                                  | 3,57                                                  |
| 7,14                     | 7,72                       | 1,03                       | 7,14                                                  | 7,14                                                  |
| 10,71                    | 11,31                      | 1,41                       | 10,72                                                 | 10,71                                                 |
| 14,29                    | 14,89                      | 1,79                       | 14,29                                                 | 14,29                                                 |
| 21,43                    | 22,02                      | 2,52                       | 21,44                                                 | 21,43                                                 |
| 28,57                    | 29,13                      | 3,52                       | 28,59                                                 | 28,57                                                 |
| 35,71                    | 36,32                      | 3,97                       | 35,75                                                 | 35,71                                                 |
| 42,86                    | 43,32                      | 4,69                       | 42,92                                                 | 42,86                                                 |
| 57,14                    | 57,50                      | 6,13                       | 57,26                                                 | 57,14                                                 |
| 71,43                    | 71,67                      | 7,56                       | 71,67                                                 | 71,43                                                 |
| 85,71                    | 85,84                      | 8,98                       | 85,91                                                 | 85,71                                                 |
| 100,00                   | 100,00                     | 10,41                      | 100,06                                                | 100,00                                                |

Еще одним тестом для проверки рассмотренной методики может служить хорошо известный лейпцигский профиль ветра [3]. На рис. 1 приведены этот профиль и соответствующий ему рассчитанный профиль коэффициента турбулентности.

На рис. 2 изображены профили коэффициента турбулентности, рассчитанные для трех различных значений геострофического ветра по данным о профилях ветра [7]. Кривые 1, 2 и 3 соответствуют слабому, умеренному и сильному ветру.

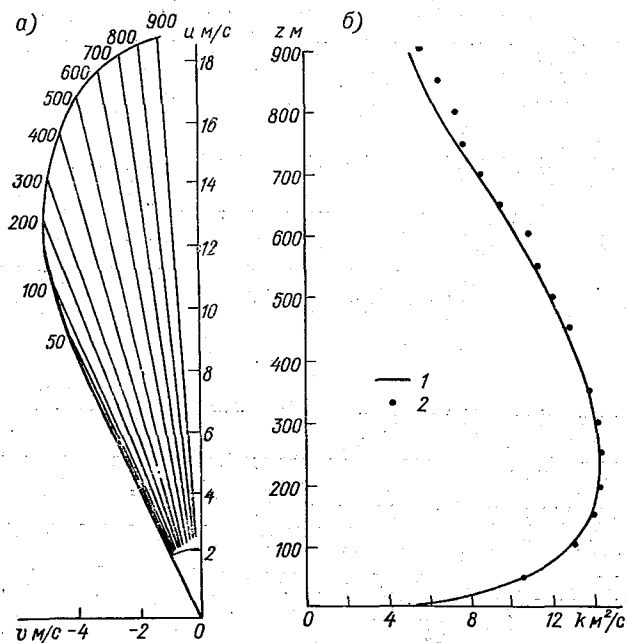


Рис. 1. Годограф лейпцигского профиля ветра (а) и соответствующий ему профиль коэффициента турбулентного обмена (б).

1 — вычисленный по формуле (9), 2 — рассчитанные по этой же формуле Брауном [3].

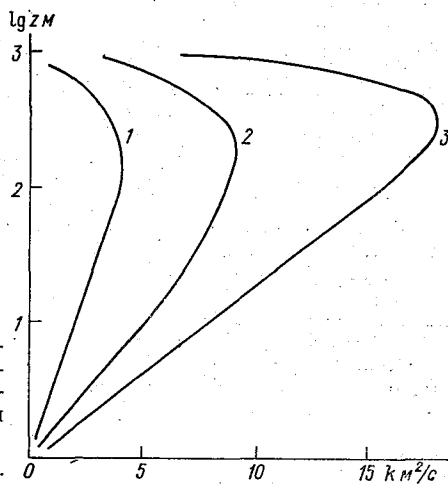


Рис. 2. Вертикальные профили коэффициента турбулентного обмена, рассчитанные по данным Л. Р. Орленко [7] о профилях скорости ветра в пограничном слое атмосферы.

1)  $U_g = 6,6$  м/с, 2)  $U_g = 11,5$  м/с, 3)  $U_g = 18,6$  м/с.

Отметим, что для определения  $k(z)$  следует выбирать профили ветра, определенные за максимально длительный период, в течение которого не происходило заметного изменения стратификации. Если имеются только весьма редкие данные о ветре, то полученное на их основе распределение  $k(z)$  может носить лишь качественный характер.

Рассмотренные примеры, а также анализ результатов других численных экспериментов позволяют сделать вывод, что предлагаемая методика вычисления вертикальных производных и коэффициента турбулентности с помощью кубических сплайнов может успешно применяться при обработке экспериментальных данных в пограничном слое атмосферы.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Алберг Дж., Нильсон Э., Уолш Дж. Теория сплайнов и ее приложения.— М.: Мир, 1972.— 316 с.
2. Беляев А. П. Исследование возможности обработки и анализа метеоинформации на ЭВМ с применением сплайн-функций. Автореф. дис. на соискание учен. степени канд. физ.-мат. наук.— Л., 1976.— 20 с.
3. Браун Р. А. Аналитические методы моделирования планетарного пограничного слоя.— Л.: Гидрометеиздат, 1978.— 150 с.
4. Вагер Б. Г. Использование одномерных сплайнов при обработке экспериментальных данных.— Труды ГГО, 1978, вып. 409, с. 81—85.
5. Гордин В. А., Локтионова Е. А. О применении сплайн-аппроксимации к расчету профилей температуры.— Труды ГМЦ, 1978, вып. 212, с. 56—68.
6. Марчук Г. И. Методы вычислительной математики.— М.: Мир, 1977.— 454 с.
7. Орленко Л. Р. Строение планетарного пограничного слоя атмосферы.— Л.: Гидрометеиздат, 1979.— 270 с.
8. Орленко Л. Р., Цейтин Г. Х., Шкляревич О. Б. О вертикальном профиле коэффициента турбулентности в пограничном слое атмосферы.— Метеорология и гидрология, 1978, № 10, с. 35—44.
9. Пригодич А. Е. Сравнение точности различных методов интерполяции по вертикали данных о геопотенциале.— Труды ГМЦ, 1978, вып. 212, с. 97—110.
10. Романов А. В. Построение интерполяционного сплайна для уровней воды, морфометрических и гидравлических русел.— Экспресс-информация, 1975, вып. 12, № 44, с. 3—61.
11. Серков Н. К. Интерполяция эмпирических данных модифицированным кубическим сплайном.— Труды ВНИИГМИ—МЦД, 1976, вып. 22, с. 125—130.
12. Солонин С. В., Беляев А. П., Мамаев Е. Д. Об аппроксимации метеорологических полей дважды кубическими сплайнами.— Труды ЛГМИ, 1974, вып. 51, с. 154—158.
13. Стечкин С. Б., Субботин Ю. Н. Сплайны в вычислительной математике.— М.: Наука, 1976.— 215 с.
14. Mahrer Y., Pielke R. A Test of an Upstream Spline Interpolation Technique for the Advective Terms in a Numerical Mesoscale Model.— Monthly Weather Review, 1978, vol. 106, N 8, p. 818—830.



*Л. П. Быкова, С. П. Малевский-Малевич*

## **ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ЧИСЛЕННОЙ МОДЕЛИ ПОГРАНИЧНОГО СЛОЯ АТМОСФЕРЫ ДЛЯ РАСЧЕТОВ ТЕПЛОВОГО БАЛАНСА ПОВЕРХНОСТИ В РАЙОНАХ ОСВОЕНИЯ СЕВЕРА ЗАПАДНОЙ СИБИРИ**

Для решения любых прикладных задач освоения территории на севере Западной Сибири, связанных со строительством, требуются сведения о режиме сезонного протаивания грунтов. Этим объясняется большой интерес к изучению условий теплового баланса поверхности большой и чрезвычайно разнообразной по своим природным условиям территории севера Западной Сибири.

Специфика этих прикладных задач состоит, во-первых, в том, что особый интерес вызывает изучение суммарных за период протаивания (июнь—сентябрь) значений всех потоков тепла и влаги на поверхности, формирующих результирующую глубину сезонного талого слоя, а во-вторых, в большой роли межгодовой изменчивости метеорологических параметров, определяющих процессы протаивания. Последнее не позволяет ограничиваться в исследованиях оперированием только средними многолетними данными, хорошо обеспечивающими фон процесса, но непосредственно не объясняющими отклонений от него, в то время как они, а особенно экстремальные условия, представляют для практиков большой интерес.

Эти обстоятельства, а также большая пестрота ландшафтных условий района, сопровождаемая разнообразием термических и влажностных характеристик грунтов, ограничивают возможности прямого использования экспериментальных данных, получаемых при выполнении полевых работ, для решения целого ряда задач. Поэтому в расчетных схемах, описывающих процессы протаивания, обычно используются эмпирические зависимости, определенные по экспериментальным данным, основанные на величинах прихода солнечной радиации или температуры поверхности.

Другой возможный подход состоит в использовании численных моделей, основывающихся на решении полной системы уравнений термогидродинамики, позволяющих при использовании ЭВМ

получать прогностические значения компонент теплового баланса на различные периоды времени.

Данная работа посвящена реализации как раз такого подхода. Для этого использована теоретическая модель нестационарного горизонтально-однородного пограничного слоя атмосферы, подробно изложенная в работе [1]. Поскольку эта модель применена к такой задаче впервые, основной целью работы явилась проверка модели по экспериментальным данным для оценки достоверности использованных допущений и необходимых параметризаций. При этом полагались постоянными значения геострофического ветра, температуры и влажности воздуха на верхней границе пограничного слоя атмосферы и для упрощения полагался известным временной ход сезонного протаивания грунта. Очевидно, что более интересной явилась бы такая постановка задачи, при которой ход глубин сезонного протаивания находился бы из решения, однако для проверки модели, применяемой к задачам протаивания, представлялось разумным (на первом этапе) проверить результаты, касающиеся теплового баланса поверхности.

Содержание модели связано в первую очередь с учетом влияния радиационных факторов на процессы формирования теплового баланса. Основанием для такого подхода является взаимосвязь температуры воздуха и осадков (в сильной степени влияющих на формирование теплового баланса) с радиационными факторами, так как условия облачности, формирующие аномалии в приходе солнечной радиации, связаны также с особенностями в режиме осадков (эта связь очевидна) и температуры воздуха. Последняя связь, в основном опосредованная — через влияние синоптических процессов, так как для района севера Западной Сибири малооблачная погода в основном свидетельствует о присутствии сравнительно теплого воздуха сибирского антициклона, тогда как увеличение облачности связано с холодными вторжениями с северных морей.

При решении данной задачи в модель [1] были внесены изменения:

1. Для учета суточных изменений склонения солнца  $\delta_{\odot}$  в летние месяцы (июнь—август) использовалась следующая упрощенная связь:

$$\delta_{\odot}^N = \delta_{\odot}^{N-1} + \Delta\delta_{\odot}^N; \quad \Delta\delta_{\odot}^N = \Delta\delta_{\odot}^{N-1} - 0,0063.$$

Здесь  $N$  — порядковый номер дня, отсчитываемый с 1 июня. 1 июня  $\delta_{\odot} = 21,95^{\circ}$ ,  $\Delta\delta_{\odot} = 0,134$ . Соответствие полученных по данной схеме значений склонения солнца фактическим показано в табл. 1.

2. Облачность учитывается введением коэффициента  $n$  в расчетную формулу суммарной солнечной радиации. Показатель облачности  $n$  подбирался таким образом, чтобы суммарная солнечная радиация, полученная по расчетным данным, была близка к фактической.

3. В качестве нижнего граничного условия для температуры используется нулевая температура почвы на глубине протаивания.

Таблица 1

| $\delta_{\odot}$ | Июнь  |       |       | Июль  |       |       |
|------------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
|                  | 1     | 11    | 21    | 1     | 11    | 21    |
| Фактическое      | 21,95 | 23,03 | 23,45 | 23,17 | 22,21 | 20,63 |
| Рассчитанное     | 21,95 | 23,03 | 23,44 | 23,12 | 22,09 | 20,44 |

Наконец, как уже было отмечено, предполагается, что скорость геострофического ветра, температура воздуха и относительная влажность на верхней границе пограничного слоя не меняются в течение лета.

Расчеты производились с шагом по времени 10 мин с учетом суточного хода метеозлементов. При этом расчет на 30 сут занимал 2 ч машинного времени (БЭСМ-6).

Для выполнения расчетов по модели требуются сведения о характере подстилающей поверхности. Расчеты выполнены для двух типов поверхности: естественного мохово-лишайникового ландшафта тундры и поверхности, нарушенной в результате хозяйственной деятельности человека (лишенной растительного покрова). Для этих типов поверхности имеются данные экспедиционных наблюдений, на основании которых выполнены расчеты теплового баланса, что дает возможность их сопоставления с результатами расчетов по модели. В качестве основного экспериментального материала используются данные наблюдений на режимном участке Медвежье за июль—август 1978 г. (Надымский район Тюменской обл.), полученные в экспедиции ГГО и ВСЕГИНГЕО. Наблюдения проводились параллельно на двух площадках — с естественным и нарушенным покровом. Методика определения значений компонент теплового баланса по экспериментальным данным изложена в [3]. Данные о некоторых характеристиках поверхности площадок наблюдений и теплофизических характеристиках верхнего слоя почвы приведены в табл. 2.

Таблица 2

| Покров       | $z_0$ см | $A$ % | $k_s \cdot 10^7$ м <sup>2</sup> /с | $\lambda$ Вт/(м·°С) |
|--------------|----------|-------|------------------------------------|---------------------|
| Естественный | 1,1      | 18    | 6,5                                | 1,465               |
| Нарушенный   | 0,8      | 20    | 19,3                               | 5,987               |

Здесь  $z_0$ ,  $A$  % — шероховатость и альbedo подстилающей поверхности соответственно;  $\lambda$  — коэффициент теплопроводности почвы;  $k_s$  — коэффициент температуропроводности почвы.

Основная трудность при выборе внешних параметров модели связана с заданием относительной влажности воздуха вблизи подстилающей поверхности ( $r_0$ ). (Здесь относительная влажность

выражена в долях единицы.) Очевидно, что параметр  $r_0$  зависит от степени увлажнения почвы. Последняя величина может быть охарактеризована через влагоемкость почвы — толщину слоя воды, приходящейся на данный слой почвы. Согласно экспериментальным данным, максимальная влагоемкость  $W_m$  для рассматриваемых условий составляет 15 мм при пересчете на верхний 5-сантиметровый слой [2].

В условиях рассматриваемого нами района влагоемкость почвы можно считать максимальной в период снеготаяния и до конца июня. В дальнейшем эта величина меняется во времени в зависимости от скорости испарения и количества выпадающих осадков.

Результаты расчетов затрат тепла на испарение с площадок Медвежьего показывают, что характерные значения испарения в пересчете на толщину слоя испарившейся воды имеют порядок 1 мм/сут [3]. Исходя из этого мы приняли, что период полного высыхания верхнего слоя почвы при отсутствии осадков составляет 15 сут. Тогда влагоемкость почвы каждого последующего дня связана с влагоемкостью предыдущего дня как  $W^N = 0,9W^{N-1}$ .

Будем считать, что вновь выпадающие осадки увлажняют слой почвы толщиной 5 см, но при этом влагоемкость почвы не может превысить его максимального значения 15 мм. (Избыточное количество осадков либо расходуется на поверхностный сток, либо уходит в глубь почвы.) Таким образом,

$$W^N = \begin{cases} 0,9W^{N-1} + \delta & \text{при } W^N < W_m; \\ W_m & \text{при } W^N \geq W_m, \end{cases}$$

где  $\delta$  — сумма осадков (мм) за данные сутки.

Аппроксимация значений относительной влажности воздуха вблизи поверхности почвы выполнена на основании данных о влагообеспеченности почвы и поступающей солнечной радиации  $F_\odot$  следующим образом:

$$r_0 = 1 - \frac{F_\odot}{S_0} \left( 1 - \frac{W}{W_m} \right), \quad (1)$$

где  $S_0$  — солнечная постоянная. Последнее соотношение записано на основании следующих соображений. В условиях избыточного увлажнения, характерного для тундровых и лесотундровых ландшафтов, при отсутствии солнечной радиации влажность на поверхности почвы можно считать насыщающей ( $r_0 = 1$  при  $F_\odot = 0$ ). Из уравнения (1) следует простая асимптотика:  $r_0 \rightarrow 1$  при  $W \rightarrow W_m$  и  $r_0 \rightarrow 0$  при  $W \rightarrow 0$  (последнее справедливо при условии  $F_\odot \rightarrow S_0$ ). Помимо этого суточный ход  $r_0$  на поверхности почвы в большой степени зависит от ее состояния — при наличии растительного покрова он выражен намного слабее, чем для оголенной почвы. Поэтому при расчетах  $r_0$  над естественной поверхностью последнее слагаемое правой части уравнения (1) уменьшено в 1,5 раза.

Таким образом, в соответствии с постановкой задачи характеристики метеорологического режима и особенности распределения энергии между составляющими теплового баланса на площадках с естественным и нарушенным покровом определяются лишь различным состоянием деятельного слоя почвы (аэродинамическими характеристиками поверхности и степенью увлажнения почвы).

Расчеты по модели позволили получить информацию о распределении метеорологических элементов — температуры почвы и воздуха, скорости ветра, характеристик турбулентности и составляющих теплового баланса — в любое время суток на летний период. Здесь результаты расчетов величин потоков представлены в виде суточных сумм или средних значений за пятидневки, поскольку именно суммарные значения представляют особый интерес для прикладных задач, а сопоставление полученных данных в виде интенсивностей за отдельные моменты времени с аналогичными величинами, определенными по экспериментальным данным, мало показательно, так как погрешности расчетов по результатам измерений без некоторого временного осреднения весьма значительны [3].

В табл. 3 представлены значения радиационного баланса  $R$ , турбулентных потоков тепла  $P$  и водяного пара  $LE$  и потока тепла в почву  $\Pi$ , вычисленные с использованием модели и по результатам наземных наблюдений. Все эти данные приводятся в виде суточных сумм элементов теплового баланса, осредненных по пятидневкам. Здесь же представлены средние за 5 дней суточные суммы осадков  $\delta$ .

Таблица 3

Составляющие теплового баланса (Дж/(см<sup>2</sup>·сут)) по данным измерений (числитель) и рассчитанные по модели (знаменатель) на площадке с естественным покровом участка Медвежье. 1—31 июля 1978 г.

| Июль    | $\delta$ мм | $R$       | $P$     | $LE$    | $\Pi$   |
|---------|-------------|-----------|---------|---------|---------|
| 1—5     | 0           | 1323/1382 | 599/628 | 528/565 | 193/188 |
| 6—10    | 0           | 1290/1440 | 716/754 | 431/490 | 151/163 |
| 11—15   | 2,08        | 1172/1055 | 862/565 | 113/314 | 193/67  |
| 16—20   | 0,16        | 628/758   | 419/460 | 176/167 | 33/50   |
| 21—25   | 2,76        | 1181/971  | 615/427 | 402/440 | 159/59  |
| 26—31   | 3,14        | 335/352   | 29/88   | 209/243 | 93/42   |
| Среднее |             | 988/992   | 540/487 | 310/370 | 138/95  |

Сопоставление средних за период величин потоков, определенных двумя методами, показывает их удовлетворительную сходимость. Согласно указанным выше условиям подбора параметров облачности в модели, совпадение значений радиационного баланса является вполне естественным. Значения турбулентных потоков тепла и влаги расходятся на 10—15 %. Большие относительные расхождения отмечаются между потоками тепла в почву, однако

абсолютные значения этих потоков сравнительно малы, а расхождения между ними составляют примерно 4 % радиационного баланса. Все эти расхождения находятся в пределах точности определения потоков, тем более что по данным непосредственных измерений значение  $LE$  определялось как остаточный член уравнения теплового баланса, в то время как в расчетах по модели все потоки определялись независимо и значение результирующей невязки баланса близко к значениям расхождений между любыми сравниваемыми потоками, определенными двумя методами. Некоторая невязка в замыкании баланса тепла, полученная по модели, связана с недостаточной точностью численных расчетов.

Таким образом, на основании данных, приведенных в табл. 3, можно сделать вывод о том, что использование модели может обеспечить получение данных о потоках, вполне сопоставимых с результатами расчетов по непосредственным наблюдениям. Вывод этот, очевидно, справедлив лишь для тех условий подстилающей поверхности, которые являются типичными для окружающей территории и позволяют трактовать их как горизонтально-однородные. При расчетах потоков на участках поверхности, отличных по своим свойствам от преобладающего фона, погрешности будут увеличиваться. Так, при определении компонент теплового баланса на площадке с нарушенным покровом размером в несколько десятков метров по модели и по данным наземных наблюдений обнаруживаются заметно большие расхождения в турбулентных потоках тепла и влаги (до нескольких десятков процентов), хотя значения потоков тепла в почву дали хорошее согласование — расхождения не превышают 10—15 %. Очевидно, специфика энергообмена поверхности с атмосферой на отдельных «пятнах» неоднородностей с внутренним пограничным слоем приводит к дополнительным погрешностям в расчетах по модели. Наоборот, лучшее согласование потоков тепла в почву, полученных по модели и по результатам измерений, на площадке с нарушенным покровом, чем на площадке с естественным покровом, свидетельствует о большей точности в определении этой величины для более простых условий поверхности, лишенной растительного покрова.

Следует обратить внимание на удовлетворительное согласование временных изменений всех сравниваемых потоков по пятидневкам, приведенных в табл. 3. Оно свидетельствует об удачной аппроксимации  $t_0$ , так как за рассматриваемый интервал времени режим осадков был весьма изменчив.

Представленные здесь результаты в основном иллюстрируют возможность проведения расчетов по нестационарной модели пограничного слоя для конкретных условий на длительный период времени. Более обстоятельный анализ может быть проведен после введения в предлагаемую расчетную схему конкретных данных об облачности, а также об изменении состояния деятельной поверхности за соответствующий период. Схема требует проверки на достаточно большом экспериментальном материале, в том числе и в более сложных погодных условиях.

Следует отметить, что подобного рода комплексные расчеты изменения метеорологического режима над растительным покровом на продолжительный период осуществлены впервые. Полученные данные подтвердили возможность использования для этой цели предложенной модели.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Быкова Л. П. Моделирование суточных изменений метеорологического режима в пограничном слое атмосферы над растительным покровом.— Труды ГГО, 1979, вып. 423, с. 96—107.
2. Лазарева Н. А., Малевский-Малевич С. П. Некоторые особенности режима испарения в северных районах Западной Сибири. См. наст. сборник.
3. Процессы естественного теплообмена в условиях вечной мерзлоты/ Под ред. С. П. Малевского-Малевича, Ю. Л. Шура.— Л.: Гидрометеиздат, 1978.— 126 с.— (Труды ГГО, вып. 402).

## СОДЕРЖАНИЕ

|                                                                                                                                                                                                  |     |
|--------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----|
| А. С. Дубов, В. П. Мелешко, Б. Е. Шнееров. Влияние крупномасштабных загрязнений нефтяной пленкой на глобальный метеорологический режим . . . . .                                                 | 3   |
| Ф. Н. Шехтер, Т. Ю. Шевелева, Н. Б. Леус, М. А. Крпоткин. Оценка влияния поверхностных пленок нефти и нефтепродуктов на световой и тепловой режим воды . . . . .                                 | 9   |
| Р. С. Бортковский. К определению интенсивности генерации брызг на морской поверхности . . . . .                                                                                                  | 17  |
| Н. З. Ариель, Е. Д. Надёжина. Тепло- и влагообмен поверхности большого озера с прилегающими слоями воздуха (на примере оз. Онтарио) . . . . .                                                    | 23  |
| Л. В. Несина. Об определении составляющих теплового баланса оз. Чаны и некоторые их особенности . . . . .                                                                                        | 29  |
| В. Н. Егоров, Е. Д. Надёжина, Л. В. Несина. К вопросу о методике расчета характеристик пограничного слоя в окрестности водоема . . . . .                                                         | 33  |
| Л. П. Быкова. Закономерности изменения характеристик тепло- и влагообмена над орошаемым оазисом . . . . .                                                                                        | 46  |
| Л. П. Быкова. Предварительная оценка влияния лесных полос на метеорологический режим орошаемых полей . . . . .                                                                                   | 57  |
| Б. Г. Вагер, Е. Д. Надёжина. Об учете поперечной диффузии при расчете тепло- и влагообмена вблизи неоднородных поверхностей . . . . .                                                            | 63  |
| Э. К. Бютнер, О. К. Захарова. Турбулентный теплообмен с песчаной поверхностью при наличии ветрового переноса песка . . . . .                                                                     | 70  |
| Н. А. Лазарева, С. П. Малевский-Малевич. Некоторые особенности режима испарения в северных районах Западной Сибири . . . . .                                                                     | 78  |
| В. В. Стадник. Характеристика радиационного режима северной части Западной Сибири . . . . .                                                                                                      | 86  |
| А. С. Дубов. Метеорологические аспекты энергетических проблем . . . . .                                                                                                                          | 99  |
| Б. Г. Вагер. Вычисление вертикальных производных от метеозадаваемых по экспериментальным данным . . . . .                                                                                        | 106 |
| Л. П. Быкова, С. П. Малевский-Малевич. Использование численной модели пограничного слоя атмосферы для расчетов теплового баланса поверхности в районах освоения севера Западной Сибири . . . . . | 113 |



Труды ГГО, вып. 444.

ФИЗИКА ПОГРАНИЧНОГО СЛОЯ  
АТМОСФЕРЫ

Редактор Л. В. Царькова. Технический редактор Е. А. Маркова. Корректор И. А. Крайнева.

Сдано в набор 17.12.79. Подписано в печать 25.02.80. М-23261. Формат 60×90<sup>1</sup>/<sub>16</sub>. Бумага тип. № 1. Гарнитура литературная. Печать высокая. Печ. л. 8,5. Уч.-изд. л. 8,37. Тираж 570 экз.

Индекс МЛ-131. Заказ 519. Цена 60 коп. Заказное.  
Гидрометеиздат. 199053. Ленинград, 2-я линия, д. 23.

Ленинградская типография № 8 ЛПО «Техническая книга» Союзполиграфпрома при  
Государственном комитете СССР по делам издательств, полиграфии и книжной торговли.  
190000, Ленинград, Прачечный пер., 6.

