

ГОСУДАРСТВЕННЫЙ КОМИТЕТ СССР  
ПО ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИИ И КОНТРОЛЮ  
ПРИРОДНОЙ СРЕДЫ

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

*Выпуск*

462

РАДИАЦИОННЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ  
В АТМОСФЕРЕ

Под редакцией

чл.-кор. АН СССР, д-ра физ.-мат. наук К. Я. КОНДРАТЬЕВА  
и канд. физ.-мат. наук В. И. КОРЗОВА



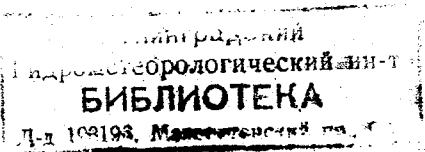
ЛЕНИНГРАД ГИДРОМЕТЕОИЗДАТ 1982

Представлены результаты теоретических и экспериментальных исследований радиационных процессов в атмосфере, проведенных в отделе радиационных исследований ГГО. Сборник включает аэрозольно-радиационные исследования, вопросы пиргелиометрии, результаты сравнения данных самолетных и спутниковых измерений, вопросы дистанционного определения влагосодержания атмосферы и характеристик морской поверхности в СВЧ-диапазоне, результаты измерений осадков над морем и оценку экономической эффективности работ отдела по дистанционной индикации параметров окружающей среды из космоса.

Рассчитан на специалистов, работающих в области физики атмосферы.

The collection of papers contains the results from theoretical and experimental studies of radiative processes in the atmosphere carried out in the Department of Radiation Studies of the Voeikov Main Geophysical Observatory. The papers consider: aerosol-radiation studies, the problems in pyrrehliometry, the results of comparing the aircraft and satellite measurements, the problems of remote sensing of the atmospheric liquid-water content and seasurface characteristics in the UHF range, the results of precipitation measurements over ice surfaces, assessment of economic efficiency of the work carried out in the Department or remote sensing of environmental parameters from space.

The collection of papers is meant for the specialists in the field of atmospheric physics.



*К. Я. Кондратьев*

## **ЧИСЛЕННОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ВОЗДЕЙСТВИЙ ИЗМЕНЕНИЙ ГАЗОВОГО СОСТАВА АТМОСФЕРЫ НА КЛИМАТ**

Суть антропогенных воздействий на климат, привлекающих все большее внимание, связана прежде всего с обусловленными хозяйственной деятельностью человека изменениями состава атмосферы [1, 2]. Это относится как к газовым, так и к аэрозольным загрязнениям атмосферы, но несомненно, что проблема газовых загрязнений обладает определенным приоритетом. Достаточно напомнить в этой связи продолжающуюся дискуссию об изменениях климата, которые могут быть обусловлены возрастающей концентрацией углекислого газа в атмосфере. Целью настоящего обзора является рассмотрение результатов численных экспериментов, имеющих целью воспроизведение природно и антропогенно обусловленных воздействий на климат, связанных с изменениями газового состава стратосферы. Центральным аспектом этой проблемы является анализ климатических последствий воздействий на слой озона.

Д. Каннолд и др. [6] описали модель общей циркуляции стратосферы, учитывающую взаимодействие фотохимических и динамических процессов и предназначенную для оценки возможного воздействия продуктов выхлопа сверхзвуковых самолетов в виде окислов азота на распределение озона и климат. Если выше 40 км распределение озона определяется фотохимическим равновесием (поскольку постоянная времени меньше 1 сут), то ниже 30 км существенное влияние на распределение озона оказывают горизонтальные и вертикальные движения воздуха. Именно это определяет необходимость учета взаимодействия фотохимических процессов и динамики.

Рассматриваемая модель позволяет осуществить численное моделирование для промежутка времени, равного 1 сут за 40 с на ЭВМ IBM 360/95. Расчеты сделаны для 26-слойной атмосферы (интервал высот 0...70 км) при довольно низком горизонтальном

разрешении (что определяется разложением функций горизонтальных координат по 79 сферическим гармоникам). Уравнения движения представлены в квазигеострофическом приближении. В модели учтены девять реакций образования и разрушения озона. Важной целью разработки приближенной модели стратосферной циркуляции было стремление осуществлять расчеты на срок до нескольких лет с целью воспроизведения годового хода. Численное моделирование начинается за 44 дня до весеннего равноденствия, причем исходными являются состояние покоя и поле температуры, соответствующее стандартной атмосфере. Для получения в тропосфере равновесных концентраций озона требуется промежуток времени интегрирования порядка 2...3 лет (все рассмотренные результаты численного моделирования относятся к промежутку, равному 3 годам).

В работе Д. Каннолда и др. [6] детально описана эволюция динамики атмосферы и распределения озона в ходе интегрирования исходной системы дифференциальных уравнений задачи. После первоначальных 28 сут установления зональной циркуляции активизируется турбулентное перемешивание и кинетическая энергия стабилизируется на уровне около  $170 \text{ м}^2/\text{с}^2$ . Доступная потенциальная энергия оказывается в 2,5 раза больше кинетической.

Расчеты, относящиеся к условиям «невозмущенной» стратосферы, показали, что модель вполне удовлетворяет поставленным задачам. Она хорошо воспроизводит наблюдаемую динамику стратосферы, выявляя, в частности, местоположение и максимум скорости западного ветра зимой (струйные течения у тропопаузы достигают скорости, превосходящей  $40 \text{ м/с}$ ), а также переход к циркуляции обратного направления (восточным ветрам) летом (скорость струйных течений составляет около  $16 \text{ м/с}$ ). Результаты численного моделирования привели к выводу, что нижняя стратосфера «управляется» тропосферой, тогда как динамика тропосферы и верхней стратосферы определяется локальным распределением источников и стоков тепла.

Расчеты отчетливо показывают, что трехчечковая общая циркуляция в тропосфере каждого из полушарий сменяется двухчечковой в стратосфере. Выявляются годовые осцилляции внутритропической зоны конвергенции в пределах пояса широт  $10^\circ \text{ ю. ш.} - 10^\circ \text{ с. ш.}$  В соответствии с данными наблюдений температура нижней стратосферы ( $17...20 \text{ км}$ ) возрастает по направлению к полюсам. Обнаруживаются сильные прогревания стратосферы на уровне около  $2 \text{ гПа}$  в марте в северном полушарии и в сентябре в южном. Сопоставление расчетного и наблюдаемого полей концентрации озона обнаруживает в целом хорошее согласие. В частности, выявляется перенос озона в направлении к полюсам и в нижние слои атмосферы (обусловленный крупномасштабной динамикой общий поток озона, разрушаемого в нижних слоях атмосферы, составляет около  $30 \text{ т/с}$ ). Направленный к полюсам турбулентный поток озона соответствует данным наблюдений. Правильно воспроизводятся вариации общего содержания

озона в толще атмосферы и годовой ход озона в умеренных широтах. Обнаружены лишь сравнительно незначительные расхождения, которые следует приписать приближенности модели.

Для оценок изменений климата довольно широко применяются зональные модели [1...4, 11, 18, 19]. Значительный интерес представляет зональная модель атмосферы второго поколения (ЗМА-2), разработанная в Ливерморской лаборатории Калифорнийского университета с целью численного моделирования общей циркуляции атмосферы для оценки возможного влияния загрязнений стратосферы сверхзвуковыми самолетами на климат и решения других задач [18, 19]. Эта модель рассматривается как промежуточная между сложными трехмерными моделями и упрощенными схемами параметризации, базирующимися на использовании уравнений теплового баланса.

Модель является девятиуровневой (охватывая толщу атмосферы от 1000 до 10 гПа), двумерной и имеет разрешение по широте, равное  $5^\circ$ . Вблизи подстилающей поверхности предполагается наличие слоя постоянных потоков энергии, водяного пара и момента количества движения. Основу ЗМА-2 составляет система уравнений гидро- и термодинамики, в которых учтены, в частности, процессы фазовых превращений воды в атмосфере, лучистый приток тепла, конвекция и трение у подстилающей поверхности. Влияние членов уравнений, отброшенных при осреднении по кругам широты, учтено путем введения механизма турбулентного перемешивания с определением коэффициента перемешивания для количества тепла, водяного пара и трассеров как функции внутренних переменных модели (расчеты сделаны при постоянном коэффициенте перемешивания для количества движения, равного  $1 \cdot 10^{10}$  см<sup>2</sup>/с). Свойства подстилающей поверхности определяются с учетом доли открытой поверхности океана, морского льда и суши в зависимости от широты, причем тепловой баланс поверхности предусматривает учет теплообмена в грунте (на суше), установление и таяние снежного (или ледяного на океане) покрова. Численное моделирование осуществляется с шагом по времени, равным 15 мин, и может охватывать периоды продолжительностью до нескольких лет.

Основной идеей, положенной в основу разработки ЗМА-2, был возможно более полный учет всех факторов и обратных связей. В частности, предполагается, что облачность может существовать на уровнях 850, 600, 400 и 200 гПа, а количество облаков определяется как эмпирическая функция относительной влажности. Большое внимание уделено разработке адекватных методов параметризации конвекции, переноса коротковолнового и длинноволнового излучения. Тщательно отобраны оптические, теплофизические и другие характеристики рассматриваемых типов подстилающей поверхности (океан, снег, лед, тундра, саванна), а также ее взаимодействия с атмосферой.

Первоначальной целью проверки адекватности ЗМА-2 явилось выяснение того факта, что квазиравновесное состояние, получае-

мое в результате численного моделирования, соответствует наблюдаемому климату. Расчеты для слоя океана толщиной 5 м (в этом случае равновесное состояние достигается через промежуток времени порядка недель) показали, что при задании среднегодового прихода солнечной радиации модель дает стабильные поля метеорологических элементов, аппроксимирующие среднегодовые, за исключением протяженности снежного покрова, для которой характерен существенный годовой ход.

Последующей целью было воспроизведение годового хода метеорологических элементов. В связи с этим исследовалась, в частности, адекватность используемого приближения двумерной турбулентной диффузии, а также проблема климатической транзитивности, что позволяет понять, в какой мере изменения климата определяются вариациями внешних параметров или взаимодействиями внутренних процессов и механизмов.

В рассматриваемой двумерной модели использованы «примитивные» уравнения гидротермодинамики, обеспечивающие учет меридионального переноса тепла и влаги в тропосфере и стратосфере при шаге по широте, равном  $10^\circ$ . Для описания переноса количества движения применено диффузионное приближение. Лучистый приток тепла рассмотрен с учетом влияния на перенос коротковолнового излучения озона, водяного пара, аэрозоля, облаков и земной поверхности. При описании переноса длинноволновой радиации учтены те же факторы и углекислый газ (вместо озона). Модель включает детальный учет процессов преобразования влаги в атмосфере, специфики теплового баланса суши и океанов и др.

Первой задачей численного моделирования было изучение устойчивости «модельного» климата. Расчеты привели к выводу об устойчивости климата, не обнаружив тенденций оледенения земного шара или таяния полярных шапок. Сопоставление расчетного климатического режима с данными наблюдений обнаружило в целом вполне удовлетворительное согласие. Это относится, например, к полю температуры (замечены лишь некоторые расхождения в нижней части полярной стратосферы). Достаточно хорошо согласуются расчетное и наблюдаемое поля влажности воздуха, испарения, осадков и облаков. Заметные расхождения имеют место в случае полей зональной и меридиональной компонент ветра. Однако меридиональный перенос энергии модель описывает вполне адекватно.

Использование ЗМА-2 для оценок воздействия на климат изменений содержания озона под влиянием выбросов окислов азота сверхзвуковыми самолетами привело к выводу, что возможные в этом случае изменения температуры окажутся необнаружимо малыми.

Л. Каллис и др. [5] разработали одномерную стационарную модель 40-слойной атмосферы (0...50 км), учитывающую взаимодействие процессов радиационно-конвективного равновесия и фотохимических процессов (41 реакция). Модель позволила опреде-

лить вертикальные профили температуры по расчетным профилям концентраций  $O_3$  и  $NO_2$  при заданных профилях  $H_2O$  и  $CO_2$ . Взаимодействие учтено в том смысле, что расчетные значения температуры использованы для вычисления зависящих от температуры скоростей фотохимических реакций, а поле температуры найдено по вычисленному распределению концентрации малых газовых компонент.

Расчеты на основе использования упомянутой модели привели к выводу, что при выбросе  $NO_x$ , производимом 500 сверхзвуковыми самолетами на высоте 20 км, уменьшение общего содержания озона составит 8,3 %, а температура на высоте 30 км понизится на 2 К. При этом учет эффекта взаимодействия снижает уменьшение содержания озона на 10 %. Обусловленное влиянием рассеянной радиации увеличение скоростей фотодиссоциации  $NO_2$

Таблица 1

Инфракрасные полосы поглощения фреона-11 (Ф-11) и фреона-12 (Ф-12)

Соединение	Максимум поглощения, мкм	Интенсивность полос, $10^7$ см/моль
Фреон-11 . . . . .	9,22	1,75
	11,82	3,75
Фреон-12 . . . . .	8,68	2,00
	9,13	2,98
	10,93	3,07

(в 1,5 раза) и  $O_3$  (в 1,3 раза) приводит к росту концентрации  $NO$  на 50 % и уменьшению расчетной концентрации  $NO_2$  до 25 % (на уровне 40 км). Изменение скоростей фотодиссоциации не сказывается, однако, заметным образом на процессе разрушения озона при выбросах  $NO_x$  сверхзвуковыми самолетами на высоте 20 км или ниже. Влияние рассеяния может существенно возрасти при выбросах в слое 25...30 км. Расчеты вертикальных профилей концентрации  $NO$  и  $HNO_3$  в целом удовлетворительно согласуются с данными наблюдений.

Последующее развитие исследований по проблеме антропогенных воздействий обнаружило ошибочность первоначальных оценок воздействий на озон и выявило, что главным фактором воздействий являются фреоны (см. [2]). Однако оно не изменило общего вывода о несущественности влияния на климат в ближайшем будущем.

Хлорфторметаны (ХФМ)  $CFCl_3$  (фреон-11) и  $CF_2Cl_2$  (фреон-12) обладают полосами поглощения в окне прозрачности атмосферы 8...12 мкм, характеристики которых приведены в табл. 1. Р. Рек и Д. Фрай [29] получили в рамках модели радиационно-конвективного равновесия оценки вклада ХФМ в парниковый эф-

фekt и их влияния на среднюю температуру земной поверхности с учетом и без учета аэрозоля. Специальные лабораторные измерения для оценки влияния перекрытия полос поглощения ХФМ и углекислого газа показали, что в смеси с 80 % CO<sub>2</sub> и 20 % азота интенсивность полос ХФМ уменьшается примерно на 20 %, что можно не принимать во внимание, учитывая приближенность измерений интенсивности и оценок парникового эффекта.

Изменения парникового эффекта и температуры поверхности рассчитаны на 35° с. ш. для апреля, поскольку эти условия можно рассматривать как глобально репрезентативные. Учтено наличие аэрозольного слоя у земной поверхности толщиной 650 м при коэффициенте экстинкции 0,1 км<sup>-1</sup> (комплексный показатель преломления частиц принят равным 1,50—0,1*i*). Современная концентрация фреона-11 и фреона-12 составляет 0,222 и 0,131 млрд<sup>-1</sup>

Таблица 2

Возрастание средней температуры земной поверхности Т при увеличении концентрации ХФМ на 1 млрд<sup>-1</sup>

Автор	А	В	Т (с учетом аэрозоля)
Ванг и др. . . . .	0,142	0,095	0,15
Раманатан . . . . .	0,23		
Рек и Фрай . . . . .		0,19	

соответственно, но расчеты сделаны также для суммарной концентрации, равной 2 млрд<sup>-1</sup>.

В табл. 2 приведены сопоставленные с данными других авторов оценки изменения температуры поверхности при возрастании концентрации ХФМ на 1 млрд<sup>-1</sup> для случаев фиксированной температуры (А) и высоты (В) верхней границы облаков. Величина Т для современной концентрации ХФМ составляет 0,05К. Расчеты Р. Рек [26...28] показали, что тепловой режим стратосферы очень чувствителен к воздействиям на озон. Если предположить, например, полное уничтожение слоя озона, то температура верхней стратосферы понизится на 90...100 К (до значений, меньших 150 К).

В. Ванг, Д. Пинто и Я. Юнг [33] сделали расчеты чувствительности климата (средней глобальной температуры земной поверхности) к изменениям содержания озона в стратосфере, обусловленным фреоном-11, фреоном-12 и четырехфтористым углеродом, в рамках одномерной модели радиационно-конвективного равновесия. Хотя отношение смеси упомянутых газов в настоящее время составляет 10<sup>-10</sup>, в будущем оно может возрасти до более чем 10<sup>-9</sup>. Расчеты выполнены в предположении неизменной относительной влажности и постоянной высоты верхней границы обла-



ков. Не принято во внимание влияние «альбедной» обратной связи.

Предварительные оценки показали, что если не учитывать влияние изменения длинноволновой радиации на парниковый эффект атмосферы, то температура земной поверхности окажется заниженной на 2,6 К. Пренебрежение изменением коротковолновой радиации изменяет температуру лишь на 0,2 К. Поэтому рассматриваемые далее оценки получены без учета вклада коротковолновой радиации.

Условия атмосферы умеренных широт рассматриваются как условия, характеризующие глобально осредненный режим. Принято, что выбросы фреонов, современная концентрация которых в атмосфере равна  $0,1 \text{ млрд}^{-1}$  ( $\text{CFCl}_3$ ) и  $0,2 \text{ млрд}^{-1}$  ( $\text{CF}_2\text{Cl}_2$ ), продолжают непрерывно на уровне 1973 г. В таком случае к моменту достижения стационарного состояния (примерно 2030 г.) концентрация фреонов составит соответственно 0,8 и 2,3  $\text{млрд}^{-1}$ . Соответствующий возросшему содержанию фреонов вклад в парниковый эффект равен 0,32 К.

Обусловленное воздействием фреонов уменьшение общего содержания озона составит 18 %, а в нижней стратосфере достигнет 40 %. Если учесть совместное влияние усиления парникового эффекта за счет фреонов и снижения содержания озона, то повышение температуры земной поверхности составит 0,12...0,21 К (в зависимости от совокупности фотохимических реакций, принятых для оценки воздействия фреонов на озон).

Расчеты показали, что вклад четыреххлористого углерода в парниковый эффект, определяемый главным образом полосой поглощения при 7,8 мкм, составляет 0,07 К при отношении смеси, равном  $10^{-9}$  (современное отношение смеси достигло лишь  $6 \times 10^{-11}$ ), возрастающая с увеличением отношения смеси, но достигая насыщения при отношениях смеси больше  $1 \text{ млрд}^{-1}$ . Эта оценка относится к случаю, когда учитывается перекрывание полос поглощения четыреххлористого углерода и закиси азота. Если пренебречь перекрыванием, то получается значение парникового эффекта, равное 0,12 К.

Р. Дикинсон, С. Лиу и Т. Донахью [7] показали, что полученные ранее оценки влияния выбросов хлорфторметанов (ХФМ) на вертикальный профиль температуры и температуру земной поверхности являются сугубо приближенными, поскольку они были сделаны на основе одномерной модели радиационно-конвективного равновесия. Поэтому предприняты новые расчеты с использованием 12-слойной модели общей циркуляции атмосферы (МОЦА), разработанной в Национальном центре атмосферных исследований (Боулдер, США). Хотя эта модель как климатическая обладает многими недостатками (ввиду неучета некоторых важных климатообразующих факторов), она должна быть достаточно приемлемой для оценок чувствительности климата (рассматривается лишь среднее глобальное зональное поле температуры) к таким возмущениям, как выбросы ХФМ.

Если учесть, что при современных темпах выбросов ХФМ в форме фреона-11 и фреона-12 их концентрация может достичь в ближайшем будущем нескольких частей на миллиард (расчеты сделаны для концентрации, равной  $10 \text{ млрд}^{-1}$ ), то это окажет значительное влияние на тепловой режим атмосферы. Вычисления показывают, что максимальные изменения температуры, наблюдаемые в верхней тропосфере и на уровне тропопаузы в низких широтах, в 2—3 раза больше, чем возрастание температуры земной поверхности, обусловленное усилением парникового эффекта.

Подобное усиление чувствительности поля температуры к выбросам ХФМ с высотой отчасти определяется специфической вертикального профиля возмущений лучистого притока тепла: если в верхней тропосфере и нижней стратосфере выбросы ХФМ вызывают потепление, то в нижней тропосфере (на высотах меньше 7 км) наблюдается эффект похолодания (исключение составляет потепление земной поверхности). Такого рода «дипольное» нагревание (охлаждение) еще больше усиливается под воздействием определяемого механизмом влажно-конвективного приспособления вертикального градиента температуры в тропических широтах.

Потепление тропической тропопаузы должно, по-видимому, способствовать повышению концентрации водяного пара в стратосфере до более высокого уровня, чем в настоящее время, так как концентрация  $\text{H}_2\text{O}$  в стратосфере контролируется насыщающей упругостью  $\text{H}_2\text{O}$  на уровне тропопаузы. Этот рост концентрации водяного пара будет сопровождаться изменениями химического состава стратосферы.

Если экстраполировать на бесконечно протяженный промежуток времени выбросы ХФМ на уровне 1975 г., то повышение температуры тропической тропопаузы составит 2,5 К, а рост концентрации водяного пара в стратосфере достигнет 60%. Это, в свою очередь вызовет изменения химических процессов, которые приведут к дополнительному уменьшению содержания озона на 4% (с 19 до 23%) по сравнению с тем, которое должно иметь место без учета повышения концентрации водяного пара.

Следует, однако, подчеркнуть условность полученных оценок, определяемую приближенностью используемой модели общей циркуляции атмосферы и схемы химических реакций. Более того, возникающие под воздействием выбросов ХФМ изменения содержания озона должны породить вариации температуры тропопаузы, сравнимые с обусловленными ХФМ. Эти вариации невозможно, однако, оценить при отсутствии более надежной, чем имеющаяся, информации о широтной и вертикальной структуре поля концентрации озона.

Рассматриваемые модельные расчеты не обеспечивают также надежного учета «инфракрасного» взаимодействия между возрастающей концентрацией водяного пара в стратосфере и изменениями температуры в стратосфере и на уровне земной поверхности. Поскольку слой водяного пара в стратосфере не является оп-

тически тонким, относительная роль возрастания концентрации  $H_2O$  окажется большой при малых возмущениях. При концентрации ХФМ, равной  $10 \text{ млрд}^{-1}$ , эта положительная обратная связь не вызовет потепления поверхности, превосходящего 30 %, но при гораздо более слабых изменениях (например,  $1 \text{ млрд}^{-1}$ ) среднее глобальное потепление поверхности может удвоиться. Необходимо, наконец, отметить, что в обсуждаемых расчетах не принято во внимание влияние изменений температуры стратосферы, обусловленных вариациями содержания озона, на скорости химических реакций.

Как отметили В. Раманатан и Р. Дикинсон [25], сложность проблемы «озон — климат» определяется наличием возможностей как прямого (радиационного), так и косвенного (динамического) воздействия на климат тропосферы. Радиационное взаимодействие между тропосферой и стратосферой представляет собой результат влияния изменчивости озона на перенос излучения. Это касается как поглощения озоном солнечной радиации в видимой и ультрафиолетовой областях спектра, что определяет модуляцию потока солнечной радиации, достигающего тропосферы, так и лучистого теплообмена: стратосфера нагревается за счет поглощения восходящего потока длинноволновой радиации в интервале длин волн 9...10 мкм, а излучение озона в этом же интервале вносит вклад в энергетику тропосферы. Поскольку озон поглощает больше радиации, чем излучает, отсюда следует, что уменьшение содержания озона должно приводить к похолоданию стратосферы и ослаблению поступления энергии в тропосферу за счет эмиссии озона.

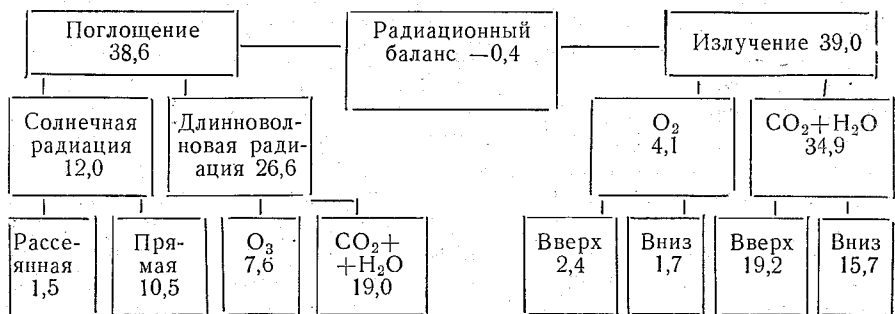
Обусловленное озоном динамическое взаимодействие между тропосферой и стратосферой проявляется, в частности, в изменении условий распространения в стратосферу планетарных волн из тропосферы, которое происходит под влиянием вариаций поля температуры стратосферы, вызванных изменчивостью озона. Последовательный анализ воздействия изменчивости озона на климат требует численного моделирования на основе трехмерной модели климата. Однако сложность такой постановки задачи определяет целесообразность рассмотрения сначала той части проблемы, которая связана с влиянием озона на радиационный баланс системы Земля — тропосфера.

В. Раманатан и Р. Дикинсон [25] предприняли соответствующие расчеты с использованием 24-слойной модели атмосферы (0...54 км) для четырех сезонов в северном полушарии и следующих трех гипотетических случаев изменчивости концентрации озона в стратосфере: 1) однородное уменьшение на 30 % на всех высотах; 2) перераспределение концентрации по высоте при сохранении общего содержания; 3) возмущение поля концентрации под влиянием хлорфторметанов, рассчитанное на основе фотохимической модели в предположении сохранения ХФМ на современном уровне в течение неограниченного времени.

На рис. 1 приведены среднегодовые значения радиационного

баланса невозмущенной стратосферы и его составляющих для северного полушария, иллюстрирующие наличие лучистого равновесия. В нижней части таблицы охарактеризован относительный вклад  $O_3$  и  $CO_2+H_2O$  в суммарной радиационный баланс, который оказывается почти одинаковым по величине, но противоположным по знаку.

Из рисунка следует, что поглощенная стратосферой коротковолновая радиация (КВР) примерно вдвое меньше поглощенной длинноволновой радиации (ДВР). Анализ годового хода показывает, что поглощение ДВР углекислым газом и водяным паром спо-



Относительное влияние  $O_3$  и  $CO_2+H_2O$  в стратосфере:  
 $O_3 (12,0+7,6-4,1)=15,5$   
 $CO_2+H_2O (19,0-34,9)=-15,9$

Влияние стратосферы на радиационный баланс тропосферы:

а) суммарное $KBR = -10,5 - 0,69 = -7,2$ $DVR = 1,7 + 15,7 = 17,4$ <hr style="width: 50%; margin: 0 auto;"/> $PB = (17,4 - 7,2) = 10,7$	б) $O_3$ $KBR = -7,2$ $DVR(O_3) = 1,7$ $DVR(O_2 + H_2O) = 7,8$ $(15,2)$ <hr style="width: 50%; margin: 0 auto;"/> $PB = 2,3$
--	---

Рис. 1. Среднегодовой радиационный баланс стратосферы полушария (Вт/м<sup>2</sup>).

способствует прогреванию нижней стратосферы в полярных широтах летом. Влияние стратосферы на радиационный баланс (РБ) стратосферы оценено с учетом того, что альбедо тропосферы равно 0,31 и половина ДВР в полосах  $CO_2$  и  $H_2O$  формируется за счет энергии, выделившейся при поглощении солнечной радиации озоном. Суммарный вклад стратосферы в радиационный баланс (РБ) тропосферы за счет КВР и ДВР положителен и составляет 10,7 Вт/м<sup>2</sup>, причем на долю озона приходится 2,3 Вт/м<sup>2</sup>. Широтное распределение РБ стратосферы характеризуется прогреванием в зоне широт 0...35° и выхолаживанием в более высоких широтах, что порождает обратные изменения температуры под влиянием динамических факторов.

Радиационное воздействие на тропосферу, обусловленное уменьшением содержания озона в стратосфере, проявляется двояким образом: 1) в результате воздействия потока солнечной радиации и (меньшего по величине) уменьшения ДВР стратосферы; 2) в результате уменьшения ДВР вследствие понижения температуры стратосферы. В случае равномерного уменьшения концентрации озона происходит очень небольшое уменьшение РБ тропосферы, которое в среднем за год варьирует от менее  $0,1 \text{ Вт/м}^2$  в низких широтах до более  $0,4 \text{ Вт/м}^2$  в высоких широтах. При этом прямое радиационное нагревание концентрируется в низких широтах и вблизи поверхности, тогда как выхолаживание, обусловленное понижением температуры стратосферы, сравнительно равномерно распределяется в толще верхней тропосферы.

Варьирование формы вертикального профиля концентрации озона (при его неизменном общем содержании) и широтного распределения (при среднем изменении, равном нулю) привело к выводу, что даже небольшая изменчивость (около 5% по отношению к общему содержанию озона) порождает эффекты, сравнимые с 30%-ным равномерным уменьшением концентрации озона, в случае изменчивости с широтой. Возрастание (уменьшение) содержания озона в нижней стратосфере при компенсирующем его уменьшении (возрастании) на больших высотах может вызывать изменения РБ тропосферы, которое на порядок величины превосходят наблюдаемые при равномерном уменьшении концентрации. Эти выводы свидетельствуют о важности учета перераспределения озона по высоте, а также его широтной изменчивости и годового хода при оценках влияния озона на климат.

Существенный результат расчетов состоит в том, что обусловленные вариациями содержания озона в стратосфере изменения РБ тропосферы оказываются различными не только по величине, но и по знаку, если учесть похолодание стратосферы, сопровождающее уменьшение содержания озона (в этом случае РБ тропосферы уменьшается на  $0,16 \text{ Вт/м}^2$  вместо возрастания на  $0,59 \text{ Вт/м}^2$ ).

Оценки воздействия ХФМ, приблизительно соответствующего 19%-ному равномерному уменьшению концентрации озона (исключение составляют уменьшение концентрации озона в тропосфере, обуславливающее 6%-ное понижение общего содержания озона, и достигающий 25...50% спад концентрации озона в слое 39—50 км), показали, что изменение РБ тропосферы эквивалентно происходящему при равномерном уменьшении концентрации. Эффекты «аномальной» изменчивости в тропосфере и верхней стратосфере взаимно компенсируются. Хотя на долю тропосферы приходится лишь 6...14% общего содержания озона, изменчивость концентрации озона в тропосфере следует учитывать как фактор парникового эффекта атмосферы. С точки зрения воздействия уменьшения содержания озона на климат важно, что малое изменение РБ системы Земля—атмосфера сопровождается значительным потеплением вблизи земной поверхности, но выхолаживанием в верхней тропосфере.

В связи с проблемой влияния изменений газового состава стратосферы на климат важно напомнить основные результаты, касающиеся воздействия роста концентрации  $\text{CO}_2$  на климат. В. Раманатан, М. Лиан и Р. Сэсс [24] отметили, что непосредственное влияние возрастающей концентрации  $\text{CO}_2$  в атмосфере проявляется в усилении радиационного нагревания системы земная поверхность — тропосфера, для которого характерна значительная широтная, сезонная и межполушарная изменчивость. Радиационное нагревание примерно на 60 % больше у экватора, чем в полярных районах, причем в высоких широтах летом оно также примерно на 60 % больше, чем зимой.

При удвоении концентрации  $\text{CO}_2$  радиационное прогревание системы варьирует от 4,6 Вт/м<sup>2</sup> на экваторе до 2,2 Вт/м<sup>2</sup> на 80° с. ш. (эти значения характеризуют изменения радиационного баланса системы). Севернее 20° с. ш. прогревание сильнее летом, чем зимой, причем этот контраст прогревания усиливается с широтой. На 80° с. ш. прогревание составляет 3,38 Вт/м<sup>2</sup> летом и 2,2 Вт/м<sup>2</sup> зимой. Обусловленное возрастанием концентрации  $\text{CO}_2$ , прогревание в северном полушарии больше, чем в южном.

Сезонные, широтные и межполушарные вариации прогревания обусловлены температурной зависимостью функции Планка в полосе  $\text{CO}_2$  15 мкм, а также температурной зависимостью поглощения в «горячих» полосах  $\text{CO}_2$  (обе эти зависимости характеризуются экспоненциальным убыванием с ростом температуры).

Усиливающееся (под влиянием  $\text{CO}_2$ ) прогревание земной поверхности и тропосферы существенно различается для условий ясного неба и сплошной облачности, причем это различие усиливается с ростом широты. Если прогревание тропосферы сильнее при сплошной облачности, то максимальное прогревание земной поверхности наблюдается при ясном небе (в случае сплошной облачности оно пренебрежимо мало).

Расчеты показали, что радиационное нагревание системы земная поверхность — тропосфера практически не чувствительно к возможному влиянию динамических процессов на расчетные значения изменений температуры стратосферы, которые обусловлены возрастанием концентрации  $\text{CO}_2$ .

В низких широтах это возрастание почти не сказывается на нагревании земной поверхности, поскольку радиационное нагревание реализуется в рассматриваемом случае главным образом в тропосфере. В высоких широтах наблюдается обратная ситуация: слабое нагревание тропосферы сопровождается относительно сильным нагреванием поверхности. Если сравнить эти результаты с выводами, полученными на основе численного моделирования общей циркуляции атмосферы, то становится ясным, что повышение температуры поверхности (под влиянием  $\text{CO}_2$ ) в низких широтах, найденное при численном моделировании, обусловлено главным образом влиянием обратных связей атмосферных процессов, но не прямым радиационным эффектом возрастания  $\text{CO}_2$ . С другой стороны, в высоких широтах сказывается именно

прямое радиационное воздействие, усиливается криосферной обратной связью.

Что касается прогревания тропосферы за счет  $\text{CO}_2$ , то оно определяется двумя процессами: 1) возрастанием поглощенного тропосферой излучения земной поверхности и облаков; 2) усилением нисходящего излучения стратосферы. Оба эти процесса сильно зависят от распределений температуры и влажности.

В. Раманатан, М. Лиан и Р. Сэсс [24] получили оценки изменений средних сезонных и зональных температур земной поверхности под влиянием радиационного нагревания за счет  $\text{CO}_2$  с использованием теплобалансовой модели климата для северного полушария, целью которых является анализ: 1) широтного и годового хода радиационного нагревания системы земная поверхность — тропосфера; 2) повышения температуры земной поверхности в зависимости от широты и времени года.

Вычисления радиационных потоков привели к выводу, что радиационное нагревание характеризуется существенным широтным и годовым ходом. Годовой ход особенно сильно выражен в высоких широтах. Возникающее при росте концентрации  $\text{CO}_2$  нагревание земной поверхности и тропосферы значительно варьирует в зависимости от условий облачности, особенно в высоких широтах.

Использование результатов вычислений радиационных потоков в рамках теплобалансовой модели климата показало, что, несмотря на годовой ход радиационного нагревания системы земная поверхность — тропосфера, обусловленного  $\text{CO}_2$ , сезонная модель климата, в которой учтен годовой ход, приводит к таким же средним годовым зональным полушарным значениям температуры поверхности, что и модель среднегодового климата. Этот результат свидетельствует об отсутствии значительного сезонного взаимодействия между усиливающимся за счет  $\text{CO}_2$  радиационным нагреванием и альбедной обратной связью.

Как сезонная, так и среднегодовая модели климата дают возрастание средней температуры поверхности северного полушария, равное 1,4 и 3,2 °C при увеличении концентрации в 1,33 и 2 раза соответственно. Повышение сезонной зональной температуры поверхности, предсказываемое сезонной моделью, обнаруживает лишь слабый годовой ход в низких широтах, но существенное возрастание в период весна — лето в высоких широтах. Так, например на 75° с. ш., обусловленное  $\text{CO}_2$  повышение температуры поверхности примерно в 2 раза сильнее летом, чем зимой, а на 85° с. ш. оказывается в 3 раза более значительным. Этот эффект обусловлен, однако, не годовым ходом радиационного нагревания за счет  $\text{CO}_2$ , а исключительно влиянием альбедной обратной связи.

С. Фелс и М. Шварцкопф [9] применили разработанную в Лаборатории геофизической гидродинамики Принстонского университета 40-слойную (0...80 км) модель общей циркуляции атмосферы, учитывающую, в частности, тепловое затухание в результате радиационно-фотохимических взаимодействий в стратосфере и ме-

зосфере (концентрация озона задана, но «плавает» в соответствии с локальными возмущениями поля температуры) для оценки влияния удвоения содержания  $\text{CO}_2$  на температуру стратосферы. Для упрощения расчетов заданы поля облачности и температуры поверхности океана, средняя годовая инсоляция, а также принято низкое пространственное разрешение ( $9^\circ$  широты  $\times 10^\circ$  долготы).

Расчет сделан начиная с состояния покоящейся изотермической атмосферы при удельной влажности  $2 \cdot 10^{-6}$  г/г и концентрации  $\text{CO}_2$ , равной  $330 \text{ млн}^{-1}$ . Равновесное состояние достигается через 500 сут, после чего наряду с контрольным экспериментом ведется расчет для концентрации  $660 \text{ млн}^{-1}$  в течение 160 сут с осреднением результатов за последние 60 сут.

Наиболее сильный эффект удвоения концентрации  $\text{CO}_2$  проявляется в понижении температуры стратосферы на высоте 50 км на  $10^\circ\text{C}$ . Как правило, влияние удвоения  $\text{CO}_2$  довольно хорошо воспроизводится простой двумерной моделью радиационно-конвективного равновесия, которая не учитывает горизонтального динамического переноса тепла. Однако выше 60 км трехмерная модель приводит к изменению температуры, составляющему  $6^\circ\text{C}$ , тогда как упрощенная модель дает вдвое большее значение. Самая существенная динамическая реакция трехмерной модели проявляется в 3—5 %-ном уменьшении интенсивности стратосферного струйного течения на высотах более 50 км, что обусловлено уменьшением меридионального градиента температуры на уровне 40 км на  $1,5^\circ\text{C}$ . По-видимому, отсутствуют заметные изменения вихревого компонента кинетической энергии и динамического переноса энергии в стратосферу.

Фотохимическое образование и разрушение озона сильно зависит от поля атмосферных движений. В некоторых районах земного шара дивергенция переноса озона поддерживает более низкую локальную концентрацию озона по сравнению с концентрацией, соответствующей фотохимическому равновесию, что приводит к фотохимической продукции озона. Напротив, в других районах конвергенция переноса озона определяет уровень концентрации выше фотохимически равновесного, следствием чего является фотохимическое разрушение озона. Поле движения в свою очередь зависит от распределения притоков тепла в атмосфере, причем в стратосфере доминирующую роль играет приток за счет поглощения солнечной радиации озоном. Однако движения в стратосфере определяются не только радиационным нагреванием. Стратосферная циркуляция в большей степени обусловлена переносом энергии из тропосферы.

Таким образом, распределение озона и его фотохимических источников и стоков зависит от общей циркуляции тропосферы и стратосферы как взаимодействующей системы. Поскольку перенос озона и дивергенция переноса сильно зависят от поля вертикальной скорости, которая не может быть непосредственно измерена с необходимой точностью, важное значение для понимания



закономерностей образования и переноса озона имеет численное моделирование общей циркуляции атмосферы (ОЦА).

М. Шлезинджер и Е. Минц [30] выполнили расчеты образования, переноса и распределения озона для января на основе модели ОЦА, разработанной Аракавой и Минцем. В этой модели осуществлен интерактивный учет процессов фотохимического образования и разрушения озона, радиационного нагревания и ОЦА. Основными прогностическими переменными модели являются горизонтальный компонент скорости ветра, температура и наземное атмосферное давление. Предиктантами служат также концентрации озона и водяного пара, причем для описания последней использована схема параметризации проникающей конвекции, взаимодействующей с параметризованным планетарным пограничным слоем (ППС). Процессы в почве описывают такие предиктанты, как температура, влагозапас почвы и масса снега на поверхности грунта.

К числу наиболее важных диагностических (априорно заданных) переменных принадлежат характеристики четырех типов облачного покрова и температура поверхности океана. Процессы образования и разрушения озона определяются учетом сильно схематизированной совокупности реакций чепменова, водородного и азотного циклов. Расчеты сделаны для пространственной сетки  $5^\circ$  долготы  $\times$   $4^\circ$  широты при шаге по времени, равном 6 мин.

Несмотря на некоторые расхождения, модель ОЦА в основном правильно воспроизводит наблюдаемые особенности крупномасштабных полей температуры, массы и скорости в тропосфере и стратосфере. Расхождения проявляются, в частности, в заниженности рассчитанной температуры нижней и средней стратосферы полярных районов, завышенности атмосферного давления на уровне моря в Арктике и зоне антарктической циркумполярной ложбины, отсутствии наблюдаемого волнового числа, равного 3, в поле движений в тропосфере умеренных широт.

Модель хорошо воспроизводит высокую корреляцию синоптического и осредненного во времени полей общего содержания озона с полем абсолютной барической топографии в умеренных широтах при максимумах и минимумах содержания озона, расположенных соответственно в районах ложбин и гребней тропосферных волн. Во всей толще атмосферы в тропиках имеет место перенос озона из летнего в зимнее полушарие, почти полностью обусловленный средней меридиональной циркуляцией.

Вертикальный перенос озона, зонально осредненный для отдельных кругов широты, определяется главным образом средней меридиональной циркуляцией, но при осреднении по всему земному шару главным фактором оказывается перенос озона вихрями. В слое 20...31 км глобально осредненный вертикальный перенос озона оказывается противогradientным по отношению к глобально осредненной концентрации озона.

Дивергенция переноса озона поддерживает его концентрацию на уровне ниже фотохимически равновесного в тропиках и субтропиках, а влияние конвергенции определяет значения концентрации выше фотохимически равновесных в умеренных и высоких широтах обоих полушарий. Именно эти факторы обуславливают воздействие атмосферных движений и фотохимических процессов на источники озона. Наблюдается периодичность около одних суток или меньше в изменчивости глобально осредненной фотохимической продукции озона. Эти высокочастотные осцилляции обусловлены влиянием квазистационарных долготных вариаций озона, которые определяются переносом озона.

Хотя расчеты обнаружили давно известную из наблюдений сильную отрицательную корреляцию между общим содержанием озона и полем давления в средней тропосфере, причины ее остаются неясными, и поэтому ведутся дальнейшие расчеты с целью понять природу корреляции. Сам факт подобной корреляции может иметь важное практическое значение для определения уровня привязки данных при объективном анализе данных в районах редкой или отсутствующей сети наблюдений. Если, например, производится достаточно точное восстановление общего содержания озона по данным измерений со спутников, то полученные при этом результаты позволяют определить высоту 500 гПа уровня с точностью 35 гПа. С другой стороны, при наличии пробелов в трехмерном поле концентрации озона подобные пробелы могут быть устранены с применением методики четырехмерного усвоения, опирающейся на численное моделирование ОЦА.

Предпринятое недавно Д. Мальманом, Х. Леви и В. Моксимом [20] рассмотрение взаимодействующей динамики и фотохимических процессов в рамках 11-уровневой трехмерной модели ОЦА выявило сильное влияние атмосферной циркуляции, а также высоты Солнца и температуры на процессы образования и разрушения озона в средней стратосфере.

Состояние климатической системы зависит от совокупности источников и стоков тепла и количества движения, которые формируются под влиянием внешних воздействий при наличии существенной пространственно-временной изменчивости. Как отметили Д. Стефенс и П. Вебстер [31], ярким примером последней является пространственное распределение одного из наиболее важных источников нагревания в умеренных широтах — меридиональной конвергенции тепла за счет атмосферных вихрей на уровне 850 гПа. Анализ результатов вычислений показывает, что в данном случае вариации средних зональных значений конвергенции тепла в зависимости от широты и меридиональной конвергенции вдоль круга широты 35° очень близки по величине, причем существуют отчетливо выраженные области повышенной вихревой активности как в северном, так и в южном полушариях.

Подобная географическая селективность вихревого переноса тепла связана, по-видимому, с усилением бароклинности в результате суперпозиции квазистационарных планетарных волн (стоя-

чих вихрей) и основного западного переноса. Поскольку стоячие вихри обусловлены распределением сезонного нагревания атмосферы, важное значение приобретает корректный учет в моделях климата притоков тепла за счет радиации, фазовых превращений воды и турбулентности.

Естественно, что наиболее существенно рассмотрение радиационного притока тепла как внешнего вынуждающего воздействия, обладающего сильной пространственной неоднородностью. Анализ данных спутника «Нimbus-3» показал, например, что амплитуда широтной изменчивости среднего зонального радиационного баланса системы земная поверхность — атмосфера (РБС) сравнима с долготным градиентом РБС вдоль  $25^\circ$  с. ш.: если пустыни ( $0...50^\circ$  в. д.) являются зонами стока тепла, то в областях конвекции ( $80...180^\circ$  в. д.) расположены районы радиационных источников тепла.

В связи с обсуждаемой проблемой актуальное значение приобретает исследование чувствительности радиационного нагревания к условиям облачности. На основе использования двухпоточного приближения Д. Стефенс и П. Вебстер [31] сделали расчеты радиационного баланса системы, радиационных балансов подстилающей поверхности (РБП) и атмосферы (РБА) для трехслойной модели атмосферы при различных условиях облачности.

Облака нижнего и среднего ярусов считаются водными (при общем водосодержании, равном  $150 \text{ г/м}^2$ ), а верхнего яруса — ледяными (перистыми). Излучательная способность перистых облаков принята равной 0,5. Основными исследуемыми величинами являются разности РБС ( $F^{01}(1)$ ), РБП ( $F^{01}(4)$ ) и РБА ( $\Delta F^{01}$ ) для условий сплошной облачности и ясного неба.

Сравнение с результатами более точных расчетов показало, что приближенная методика достаточно надежна в случае расчета коротковолновой радиации, но менее точна при вычислении потоков длинноволновой радиации. Однако изменчивость РБ (величины  $F^{01}(1)$ ,  $F^{01}(4)$  и  $\Delta F^{01}$ ) воспроизводится достаточно хорошо: абсолютные расхождения разностей РБ (по сравнению с результатами более точных расчетов) не превосходят  $20 \text{ Вт/м}^2$ .

Результаты вычислений обнаруживают большие отрицательные значения  $F^{01}(1)$  и  $F^{01}(4)$ , указывая на то, что РБС и РБП являются убывающими функциями количества облаков. Возрастание количества облаков среднего яруса обуславливает уменьшение радиационного выхолаживания ( $\Delta F^{01} > 0$ ), которое определяется уменьшением длинноволнового радиационного выхолаживания в подоблачном слое атмосферы.

В табл. 3 приведены результаты вычислений разностей РБС, РБП и РБА для сплошной облачности и ясного неба, полученные использованием шести расчетных схем возрастающей сложности А...Ф). Схеме А соответствуют пренебрежение коротковолновой радиацией и предположение о постоянной излучательной способности изотермической ( $250 \text{ К}$ ) атмосферы.

Помимо сильной зависимости РБ от количества облаков, облака обращают на себя внимание различия РБА для облачности различных ярусов: более высокому слою облаков соответствует возрастание РБА и ослабление радиационного выхолаживания толщи атмосферы. Оценки чувствительности РБ к выбору расчетной схемы показали, что наибольшие ошибки порождают предположения о постоянстве температуры и излучательной способности. Важную роль играет учет вклада поглощения коротковолновой радиации.

Радиационный баланс особенно чувствителен к параметрам перистых облаков, причем важным источником тепла может быть

Таблица

Разности радиационного баланса ( $Вт/м^2$ ) для сплошной облачности и ясного неба на широте  $10^\circ$  с.ш. (1-я строка — РБС, 2-я строка — РБГ, 3-я строка — РБА)

Облака	Расчетная схема					
	А	В	С	Д	Е	Ф
Нижнего яруса . . . . .	-205	-153	-172	-176	-188	-16
	-207	-186	-114	-175	-180	-17
	+2	+33	-58	-1	-8	+1
Среднего яруса . . . . .	-205	-178	-178	-161	-165	-14
	-207	-188	-154	-189	-178	-18
	+2	+10	-24	+28	+13	+3
Верхнего яруса . . . . .	-205	-158	-139	-63	-65	-4
	-207	-186	-121	-119	-115	-11
	+2	+28	-18	+56	+50	+6

поглощение коротковолновой радиации перистыми облаками. Естественно, что РБА наиболее чувствителен к изменениям облачности и других факторов. Полученные результаты свидетельствуют о неприемлемости предположения о постоянстве облачности, широко используемого в теории климата. Это, несомненно, относится и к оценкам влияния изменений состава стратосферы на климат.

Принципиальное значение имеет учет пространственной (трехмерной) изменчивости радиационного притока тепла, откуда следует ограниченная ценность зонально осредненных моделей климата. Важность корректного учета радиационного притока тепла указывает на условность экстраполяции на реальные условия результатов оценки чувствительности климата к различным факторам (например, внеатмосферной инсоляции или концентрации углекислого газа) при помощи энергобалансовых моделей, в которых применяются сильно упрощенные схемы параметризации радиационных факторов.

Важные аспекты проблемы воздействий на озон и обусловлен

ных ими изменений климата связаны с исследованиями палеоклимата на Земле и условий формирования климата на других планетах.

Расчеты Д. Левина и др. [16, 17] показали, что на той стадии эволюции атмосферы, когда уровень концентрации кислорода в земной атмосфере составлял 0,1 по отношению к современному (это могло случиться в пределах интервала времени от 2 млрд. до 400 млн. лет тому назад), общее содержание озона было максимальным, превосходя современное примерно на 40 %, а уровень максимальной концентрации озона располагался на 10 км ниже, чем в настоящее время. Подобный рост содержания озона должен был привести к повышению средней глобальной температуры земной поверхности, достигавшему 4,5 К.

Интересный сравнительно планетологический аспект влияния изменчивости озона на климат выявили исследования Марса. Хотя озон является малым и очень изменчивым компонентом марсианской атмосферы, в течение определенных периодов времени его общее содержание сравнимо или превосходит содержание озона в земной атмосфере выше стратосферы (известно, что максимум температуры на уровне стратосферы обусловлен поглощением солнечной радиации озоном). Озон в марсианской атмосфере наблюдается преимущественно в высоких широтах в течение периода с конца лета до конца зимы, когда наиболее развита полярная шапка. Весной содержание озона уменьшается, а летом опускается ниже предела обнаружения. В экваториальных широтах озон не наблюдается вообще.

В. Кун, С. Атрейя и С. Поставко [15] выполнили расчеты вертикального профиля температуры на высотах 0—40 км в приближении лучистого равновесия при фиксированной температуре поверхности Марса (160 К). Вычисления сделаны для широты 57° с. ш. (средний зенитный угол Солнца 79°) при максимальном общем наблюдаемом содержании озона, равном 57 «мкм», и атмосферном давлении у поверхности 7,2 гПа. Для оценки чувствительности результатов к вертикальному распределению озона рассмотрены три различных вертикальных профиля концентрации озона при неизменном общем содержании.

Сопоставление с данными вычислений без учета озона показало, что поглощение ультрафиолетовой солнечной радиации озоном обуславливает повышение температуры в слое 10...25 км, составляющее около 10°C. Хотя эта оценка характеризует максимально возможное потепление, она имеет очень большое значение, поскольку температура и давление в высоких широтах близки к значениям, соответствующим условиям фазового перехода «газ — твердая фаза» для CO<sub>2</sub>. Если не принимать во внимание O<sub>3</sub>, то сублимация CO<sub>2</sub> может происходить в слое 8...35 км, тогда как при учете O<sub>3</sub> она осуществляется лишь в тонком слое (25...30 км).

Полученные результаты следует рассматривать лишь как качественные. Для надежного решения вопроса о влиянии озона

на поле температуры в марсианской атмосфере и условия фазовых преобразований  $\text{CO}_2$  нужны одновременные наблюдения годового хода протяженности и толщины полярного «колпака» облачности, ледяных шапок, вертикальных профилей концентрации озона и температуры. Ограничиваясь качественным анализом явлений, можно предположить существенную роль озона как фактора, контролирующего формирование полярных шапок и, следовательно, вариации давления. Подтверждением этого вывода может служить тот факт, что остаточные полярные шапки в северном и южном полушариях состоят соответственно из водного и сухого льда. Подобная ситуация согласуется с большим содержанием озона в высоких широтах северного полушария.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Кондратьев К. Я. Новое в теории климата. — Л.: Гидрометеиздат, 1976. — 65 с.
2. Кондратьев К. Я. Радиационные факторы современных изменений глобального климата. — Л.: Гидрометеиздат, 1980. — 278 с.
3. Annual report of Lawrence Livermore Laboratory to the FAA on the high altitude pollution program-1979 (F. M. Luther, Principal Investigator). — UCRL-52861, Livermore, Calif., 1979. — 70 p.
4. Borucki W. J. et al. Stratospheric ozone decrease due to chlorofluoromethane photolysis: predictions of latitude dependence. — J. Atmos. Sci., 1980, vol. 37, N 3, p. 686—697.
5. Callis L. B., et al. The stratosphere: scattering effects, a coupled 1-D model, and thermal balance effects. — Preprint NASA-Langley Res. Center, Hampton, Virginia, 1975. — 12 p.
6. Cunnold D. et al. A three-dimensional dynamical-chemical model of atmospheric ozone. — J. Atmos. Sci., 1975, vol. 32, N 1, p. 170—194.
7. Dickinson R. E., Liu S. C., Donahue T. M. Effect of chlorofluoromethane infrared radiation on zonal atmospheric temperatures. — J. Atmos. Sci., 1978, vol. 35, N 11, p. 2142—2152.
8. Dickinson R. E., Chervin R. M. Sensitivity of a general circulation model to changes in infrared cooling due to chlorofluoromethanes with and without prescribed zonal ocean surface temperature change. — J. Atmos. Sci., 1979, vol. 36, N 12, p. 2304—2319.
9. Fels S. B., Schwarzkopf M. D. Stratospheric effects of doubled  $\text{CO}_2$  concentration in a general circulation model. — In: Third Conf. on Atmos. Radiation of the Amer. Met. Soc., June 28—30, 1978, Davis, Calif., p. 287—288.
10. Ghazi A., Barnett J. J. Ozone behaviour and stratospheric thermal structure during southern hemisphere spring. — Beitr. zur Physik de Atmos., 1980, Bd 53, N 1, S. 1—13.
11. Haigh J. D., Pyle J. A. A two-dimensional calculation including atmospheric carbon dioxide and stratospheric ozone. — Nature, 1979, vol. 279, N 5710, p. 222—224.
12. Hantel M. Polar boundary conditions in zonally averaged global climate models. — J. Appl. Met., 1974, vol. 13, N 7, p. 752—759.
13. Hunt B. G. Zonally symmetric global general circulation models with and without the hydrological cycle. — Tellus, 1973, vol. 25, N 4, p. 337—354.
14. Hunt B. G., Wells B. C. An assessment of the possible future climatic impact of carbon dioxide increases based on a coupled one-dimensional atmospheric-oceanic model. — J. Geophys. Res., 1979, vol. C84, N 2, p. 787.
15. Kuhn W. R., Atreya S. K., Postawko S. E. The influence of ozone on Martian atmospheric temperature. — J. Geophys Res., 1980, vol. B84, N 14, p. 8341—8342.
16. Levine J. S., Hays P. B., Walker J. C. G. The evolution and va-

riability of atmospheric ozone over geological time.—Icarus, 1979, vol. 39, p. 295—309.

17. Levine J. S., Boughner R. E. The effect of paleoatmospheric ozone on surface temperature.—Icarus, 1979, vol. 39, p. 310—314.

18. Luther F. M. e. a. Potential environmental effects of aircraft emissions.—Lawrence Livermore Lab., UCRL-52861, Livermore, Calif., Oct. 15, 1979.—222 p.

19. MacCracken M. C. Zonal atmospheric model ZAM-2.—In: Proc. Second Conf. on the CIAP, 1973, p. 298—320.

20. Mahlm an J. D., Levy H., Moxim W. J. Three-dimensional traces structure and behaviour as simulated in two ozone precursor experiments.—J. Atmos. Sci., 1980, vol. 37, N 3, p. 655—685.

21. Manabe S., Stouffer R. J. A CO<sub>2</sub>-climate sensitivity study with a mathematical model of the global climate.—Nature, 1979, vol. 282, N 5738, p. 491—493.

22. Manabe S., Wetherald R. T. On the distribution of climate change resulting from an increase in CO<sub>2</sub> content of the atmosphere.—J. Atmos. Sci., 1980, vol. 37, N 1, p. 99—118.

23. Ramanathan V., Coakley J. A., Jr. Climate modeling through radiative-convective models.—Rev. Geophys. Space Phys., 1978, vol. 16, N 4, p. 465—489.

24. Ramanathan V., Lian M. S., Cess R. D. Increased atmospheric CO<sub>2</sub>: zonal and seasonal estimates of the effect on the radiation energy balance and surface temperature.—J. Geophys. Res., 1979, vol. C84, N 8, p. 4949—4958.

25. Ramanathan V., Dickinson R. E. The role of stratospheric ozone in the zonal and seasonal energy balance of the earth—troposphere system.—J. Atmos. Sci., 1979, vol. 36, N 6, p. 1084—1104.

26. Reck R. A. Atmospheric temperature calculated for ozone depletions.—Nature, 1976, vol. 263, N 5573, p. 116—117.

27. Reck R. A. Stratospheric ozone effects on temperature.—Science, 1976, vol. 192, p. 557—559.

28. Reck R. A. Thermal effects of stratospheric ozone depletion at 85°N latitude as influenced by airborne particles.—Geophys. Res. Lett., 1978, vol. 5, N 5, p. 361—364.

29. Reck R. A., Fry D. L. The direct effects of chlorofluoromethanes on the atmospheric surface temperature.—Atmos. Environ., 1978, vol. 12, p. 2501—2503.

30. Schlesinger M. E., Mintz Y. Numerical simulation of ozone production, transport and distribution with a global atmospheric general circulation model.—J. Atmos. Sci., 1979, vol. 36, N 7, p. 1325—1361.

31. Stephens G. L., Webster P. S. Sensitivity of radiative forcing to variable cloud and moisture.—J. Atmos. Sci., 1979, vol. 36, N 8, p. 1542—1556.

32. Vupputuri R. K.-R. The structure of the natural stratosphere and the impact of chlorofluoromethanes on the ozone layer investigated in a 2-D time dependent model.—Pure and Appl. Geophys., 1979, vol. 117, N 3, p. 448—485.

33. Wang W.-C., Pinto J. P., Yung Y. L. Climate effects due to halogenated compounds in the Earth's atmosphere.—J. Atmos. Sci., 1980, vol. 37, N 2; p. 333—338.

*К. Я. Кондратьев, Н. П. Пятковская,  
Н. Г. Андропова, М. А. Прокофьев*

## О ВЕРТИКАЛЬНОМ ХОДЕ АЛЬБЕДО СИСТЕМЫ ПОДСТИЛАЮЩАЯ ПОВЕРХНОСТЬ — АТМОСФЕРА

Актинометрическое зондирование атмосферы с различных носителей с целью изучения вертикальных профилей радиационных характеристик получило широкое развитие в течение двух послед-

них десятилетий. Собранные в ходе самолетных и стратостатных зондирований данные обобщены в фундаментальных коллективных монографиях [3, 8, 12]. Решающее значение имело осуществление в 1970—1975 гг. программы Комплексного энергетического эксперимента (КЭНЭКС) [1, 8], что позволило получить уникальные данные наблюдений, характеризующие закономерности радиационного режима в различных географических условиях. Успешное завершение программы КЭНЭКС позволило приступить к осуществлению программы глобального аэрозолю-радиационного эксперимента (ГАРЭКС). Комплексные радиационные исследования были осуществлены также в ходе АТЭП.

Наличие данных комплексных натуральных исследований радиационной энергетики атмосферы за ряд лет в разных физико-географических условиях позволило, в частности, поставить задачу поиска простых полуэмпирических зависимостей, описывающих с достаточной точностью вертикальный и временной ход интегрального альbedo в атмосфере. Такого рода зависимости нужны для решения ряда задач, включая оценки суточных радиационных притоков тепла, восстановление суточного и вертикального хода интегрального и спектрального альbedo и пр.

Общепринятая методика анализа данных актинометрических наблюдений в свободной атмосфере состоит в приведении полученных результатов к единому моменту времени [10]. При этом, однако, утрачивается информация о временном ходе этих характеристик. Задача состоит в том, чтобы по ограниченному числу измерений двух полусферических потоков радиации попытаться восстановить суточный ход альbedo. По существу, это некорректная обратная задача, поскольку функция суточного хода не определяется по нескольким измерениям единственным образом. Регуляризация такой задачи производится априорным заданием функции суточного хода с последующим определением входящих в нее параметров.

Определим альbedo на данном уровне как

$$A = SD/SU, \quad (1)$$

где  $SD$  и  $SU$  — соответственно потоки нисходящей и восходящей радиации. Поскольку три величины в (1) связаны функциональным соотношением, для решения задачи необходимо задание двух априорных зависимостей. Имеется ряд эмпирических формул, связывающих величину  $SD$  с солнечной постоянной  $S_0$  и высотой солнца  $h_{\odot}$  для безоблачных условий в свободной атмосфере [8]. Предварительный анализ показал предпочтительность использования формулы

$$SD = S_0 \sin^2 h_{\odot} / (\sin h_{\odot} + F). \quad (2)$$

Зависимость коэффициента  $F$  от широты, сезона, высоты Солнца анализировалась рядом авторов [8, 10].



На рис. 1 представлены результаты определения коэффициента по данным самолетных наблюдений на уровне 400 гПа и измерений у поверхности в зависимости от высоты Солнца.

В качестве второй априорной зависимости будем искать зависимость альбедо от времени (высоты Солнца). С этой целью в приближении  $A = \text{const}$  рассмотрим задачу о вычислении суточного коротковолнового притока тепла. Определим суточный корот-

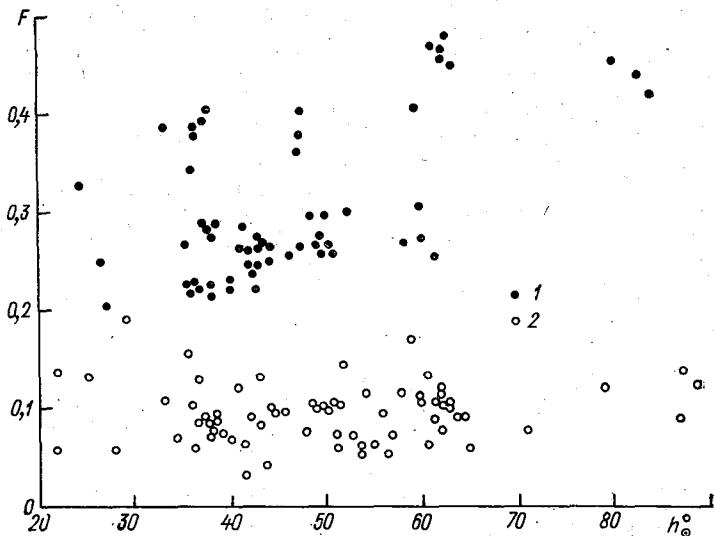


Рис. 1. Зависимость коэффициента  $F$  от высоты Солнца.  
1 — 1000 гПа, 2 — 400 гПа.

коволновый приток как интеграл по светловому времени суток от величины  $B = SD - SU$ . Он вычисляется аналитически:

$$B = S_0(1 - A)T/2\pi \left\{ (\sin \varphi \sin \delta - F)\tau + \cos \varphi \cos \delta \sin \tau - F^2/(cd) \times \right. \\ \left. \times \ln \frac{\operatorname{tg}^2 \tau/2 - c/d}{\operatorname{tg}^2 \tau/2 + c/d} \right\}_{\tau_{\text{восх}}}^{\tau_{\text{зах}}}; \\ c = \sqrt{\cos(\varphi - \delta) + F}; \quad d = \sqrt{\cos(\varphi + \delta) - F}. \quad (3)$$

Здесь  $\varphi$  — географическая широта точки наблюдений,  $\delta$  — склонение Солнца,  $\tau$  — часовой угол,  $\tau_{\text{восх}}$ ,  $\tau_{\text{зах}}$  — соответственно часовые углы моментов восхода и захода Солнца.

Обсуждение допустимых значений величин, входящих в (3), можно найти в [10]. Вид формулы (3) накладывает ограничения на величину коэффициента  $F$ :

$$FM = \frac{\operatorname{tg}^2(\tau_{\text{зах}}/2) \cos(\varphi + \delta) - \cos(\varphi - \delta)}{1 + \operatorname{tg}^2(\tau_{\text{зах}}/2)} \leq F \leq \cos(\varphi + \delta). \quad (4)$$

В терминах общей постановки обратных задач такие ограничения соответствуют требованию обеспечения устойчивости решения, полученного на основании априорной информации.

Ограничение (4) задает минимально возможное при данных географических координатах и склонениях Солнца значение коэффициента  $F$ . Альbedo зависит не только от собственных отражательных свойств подстилающей поверхности, но и от степени поглощения и рассеяния излучения в атмосфере. В качестве меры диффузности потока суммарной радиации может быть использовано отношение  $S/D$ , где  $S$  — поток прямой радиации Солнца,  $D$  — поток рассеянной радиации. Однако систематических измерений прямой радиации с борта самолетов-лабораторий, как правило, не ведется, поэтому задача сводится к подбору соотношения, заменяющего отношение  $S/D$ . В настоящей работе предлагается заменить указанное отношение величиной  $F/FM$ . Поскольку коэффициент  $F$  характеризует общее ослабление солнечной радиации при прохождении через атмосферу, а  $FM$  — минимально возможное

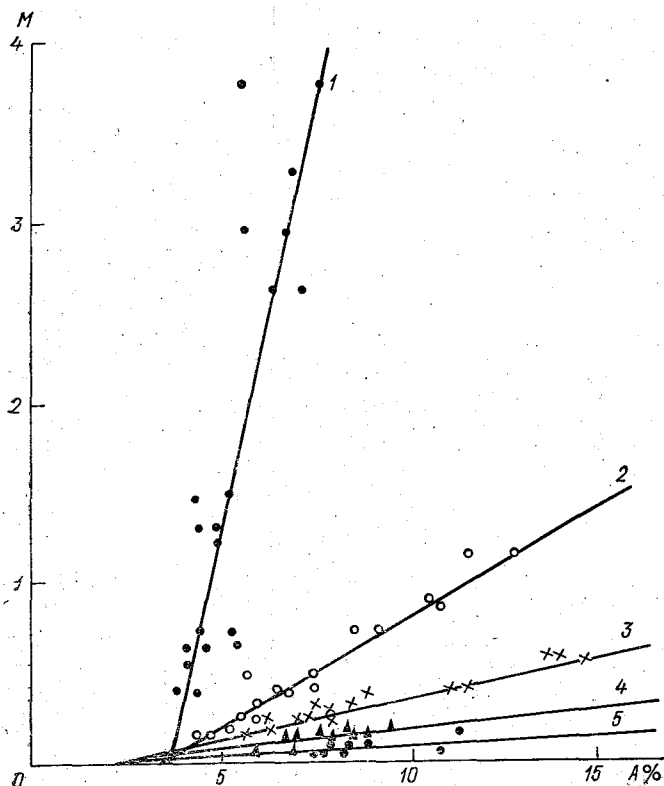


Рис. 2. Зависимость альbedo системы подстилающая поверхность — атмосфера от параметра  $M$ .

1 — 1000 гПа, 2 — 900 гПа, 3 — 500 гПа, 4 — 400 гПа, 5 — 300 гПа.

ослабление при данных условиях и в пределах применимости (1), то указанное отношение будет характеризовать относительную степень ослабления потока солнечной радиации при прохождении через атмосферу.

Далее воспользуемся предложенной в работе [2] полуэмпирической формулой

$$A = A_0 [1 + \Phi_1 (\Phi_2 - F/FM) (1 - A_0) \sin^3(Z/2)], \quad (5)$$

описывающей зависимость альбедо  $A$  от высоты Солнца (зенитного угла  $Z = 90^\circ - h_\odot$ ) и значения альбедо поверхности  $A_0$  при  $Z = 0$ , т. е. при Солнце в зените. Отношение  $S/D$  заменено нами на  $F/FM$ ,  $\Phi_1$  и  $\Phi_2$  — эмпирические коэффициенты. Описанная методика послужила основой для массовой машинной обработки материала актинометрических самолетных и наземных наблюдений в программах КЭНЭКС, АТЭП, ГАРЭКС. Для нахождения параметров  $A_0$ ,  $\Phi_1$  и  $\Phi_2$  в формуле (5) использован метод средних. Расчеты показали, что результаты измерений в безоблачных условиях для каждого данного уровня и подстилающей поверхности хорошо укладываются в (5). На рис. 2 представлена зависимость непосредственно измеренных значений альбедо  $A$  от величины  $M = \Phi_1 (\Phi_2 - F/FM) \times \sin^3(Z/2)$  для различных уровней в атмосфере, полученная по данным измерений в экспедиции КЭНЭКС-73. Аналогичные результаты получены и на материале других экспедиций. Все проанализированные данные подчиняются следующим закономерностям: а) происходит уменьшение угла наклона прямых  $A(M)$  к оси абсцисс с высотой, т. е. зависимость альбедо системы от высоты Солнца и степени диффузности нисходящего потока с высотой увеличивается; б) величина  $A_0$  с высотой уменьшается.

Можно полагать, что физически это означает увеличение с высотой вклада рассеивающей и поглощающей атмосферы (растет относительное значение коэффициентов  $\Phi_1$  и  $\Phi_2$ ), в то время как вклад подстилающей поверхности ( $A_0$ ) уменьшается.

Обратимся далее к задаче восстановления альбедо системы Земля — атмосфера  $A_\infty$ . Как известно,  $A_\infty$  рассчитывается по формуле

$$A_\infty = R_\infty / S_0 \cos Z, \quad (6)$$

где  $R_\infty$  — поток уходящей коротковолновой радиации (УКР), определяемый по данным измерений со спутников.

Огромный объем спутниковой актинометрической информации, накопленный за последние годы, позволил детально исследовать закономерности планетарного распределения радиационного баланса системы Земля — атмосфера и его составляющих. Значительно более ограниченными являются результаты наземных актинометрических наблюдений, характеризующих особенности географического распределения альбедо подстилающей поверхности. Эти данные далеко не всегда оказываются репрезентативными с точки зрения характеристики альбедо больших территорий. Это

вызывает проблему поиска корреляционных связей между альбедо системы Земля — атмосфера  $A_{\infty}$  и альбедо подстилающей поверхности  $A_0$  с целью определения  $A_0$  по данным спутниковых измерений. Такая задача может рассматриваться только при отсутствии облачности, когда трансформирующее влияние толщи атмосферы можно учесть, используя эмпирические корреляционные связи или путем расчета передаточной функции атмосферы для альбедо.

Изменчивость потока  $R_{\infty}$  в зависимости от основных определяющих факторов исследована в работе [4]. Оказалось, что поток УКР увеличивается в среднем на порядок при изменении  $A_0$  от 0 до 1. Зависимость потока УКР от  $A_0$  практически линейная, однако из-за увеличения относительного вклада дымки в поле УКР рост  $R_{\infty}$  с ростом  $A_0$  замедляется при малых высотах Солнца. Теоретические расчеты для стандартной радиационной атмосферы (оптическая толщина атмосферы в вертикальном направлении  $\tau=0,3$ , горизонтальная дальность видимости  $S_M=20$  км, количество осажденной воды и углекислого газа  $W_{H_2O}=2,1$  г/см<sup>2</sup> и  $W_{CO_2}=264$  атм. см) показали, что альбедо системы Земля — атмосфера является практически линейной функцией альбедо подстилающей поверхности. В работе [5] получена простая аппроксимационная формула для альбедо системы Земля — атмосфера:

$$A_{\infty} = (0,07/S_0) \sec Z + (1,31/S_0) (1 - 0,07 \sec Z) A_0. \quad (7)$$

Эта формула дает значения  $A_{\infty}$  для всех  $0 \leq Z \leq 80^\circ$  с точностью 5 %.

Для оценки применимости формулы (7)  $A_{\infty}$  было рассчитано по обеим формулам, (6) и (7), на основании данных измерений ИСЗ «Метеор». Из 314 рассмотренных случаев в 260 отклонения приближенных значений  $A_{\infty}$  (рассчитанных по формуле (7)) от точных (вычисленных по формуле (6)) лежат в пределах  $\pm 10$  %.

Установленная теоретическая линейная зависимость  $A_{\infty}$  от  $A_0$  проверена нами на многочисленных данных совмещенных подспутниковых экспериментов, выполненных во время работы 9, 14, 15-го ИСЗ «Метеор» в ходе реализации программ КЭНЭКС, АТЭП, ПОЛЭКС-Север-76, а также с привлечением актинометрической информации с МС, работавших над другими районами земного шара [5—7, 11].

Приведем в качестве примера расчеты по материалам экспедиции 1971 г. [11]. Экстраполяция значений коэффициентов  $A_0$ ,  $\Phi_1$  в формуле (5) на уровень 0 гПа (верхняя граница атмосферы) дает значения  $A_0=5,44$  % и  $\Phi_1=96,5$ . Величину  $F/F_M$  в формуле (6) для верхней границы атмосферы примем равной 1, выберем  $h_{\odot}=60^\circ$ , что близко к полуденным высотам Солнца для использованных самолетных данных. Расчет по формуле (5) при указанных предположениях дает  $A_{\infty}=14,2$  %; тогда как расчет по формуле (7) дает  $A_{\infty}=14,8$  %.

Столь хорошее совпадение результатов расчетов альбедо двумя независимыми способами можно объяснить тем, что условия

измерений в 1971 г. были наиболее близкими к стандартным [12].

В результате выполненной работы можно заключить, что предложенная формула (5) позволяет при наличии данных актинометрических измерений в свободной атмосфере восстанавливать альbedo системы  $A_{\infty}$  для безоблачных условий.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Кондратьев К. Я. Комплексный энергетический эксперимент. Обзор 1973. — Обнинск, ВНИИГМИ — МЦД. — 75 с.
2. Макарова Н. М., Микиров А. Е., Смеркалов В. А. Обобщенная зависимость альbedo земной и водной поверхности от высоты Солнца. — Труды ИПГ, 1973, вып. 17, с. 203—210.
3. Полный радиационный эксперимент/Под ред. К. Я. Кондратьева, Н. Е. Тер-Маркарян. — Л.: Гидрометеоздат, 1976. — 240 с.
4. Пятовская Н. П. Альbedo системы Земля — атмосфера для случаев безоблачной атмосферы и сплошной облачности. — Труды ГГО, 1972, вып. 275, с. 16—30.
5. Пятовская Н. П. Радиационный баланс и коротковолновый лучистый приток тепла в атмосфере в различных климатических зонах. — Труды ГГО, 1975, вып. 331, с. 93—102.
6. Пятовская Н. П. Радиационный баланс системы Земля — атмосфера в районе проведения эксперимента по наблюдениям с ИСЗ. — В кн.: ПОЛЭКС-Север-76 (Научные результаты). Л., Гидрометеоздат, 1979, с. 239—151.
7. Пятовская Н. П. Совмещенный подспутниковый эксперимент в центральной части Арктического бассейна. — В кн.: ПОЛЭКС-Север-76 (Научные результаты). Л., Гидрометеоздат, 1979, с. 234—238.
8. Радиационный режим территории СССР/Е. П. Барашкова, В. Л. Гаевский, Л. Н. Дьяченко и др. — Л.: Гидрометеоздат, 1961. — 528 с.
9. Радиационные характеристики атмосферы и земной поверхности/Под ред. К. Я. Кондратьева. — Л.: Гидрометеоздат, 1969. — 564 с.
10. Сивков С. И. Методы расчета характеристик солнечной радиации. — Л.: Гидрометеоздат, 1968. — 528 с.
11. Совмещенный подспутниковый эксперимент/К. Я. Кондратьев, В. Ф. Жвалев, М. А. Прокофьев и др. — Труды ГГО, 1973, вып. 317, с. 105—114.
12. Труды Главной геофизической обсерватории. Вып. 296. — Л.: Гидрометеоздат, 1973. — 140 с.

*К. Я. Кондратьев, В. В. Козодеров, В. И. Корзов*

#### НЕКОТОРЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ СРАВНЕНИЯ ДАННЫХ САМОЛЕТНЫХ И СПУТНИКОВЫХ ИЗМЕРЕНИЙ

Успешное решение задачи количественной интерпретации многозональной космической информации о природных ресурсах Земли в значительной степени определяется возможностью учета искажающего влияния атмосферы. Влияние атмосферы на уходящее коротковолновое излучение проявляется в увеличении яркости темных объектов и уменьшении яркости светлых объектов,

в уменьшении контрастности изображений, в сложном преобразовании спектра отраженной радиации [3].

Решение задачи учета трансформирующего влияния толщи атмосферы сводится к построению передаточной функции атмосферы на основе тех или иных методов решения краевых задач теории переноса излучения [8]. В работе [2] рассмотрено влияние атмосферы на спектральные яркости и контрасты природных образований и проведен анализ результатов совмещенного подспутникового оптического эксперимента. В работе [4] приведены результаты расчетов передаточных функций атмосферы для некоторых моделей атмосферного аэрозоля в зависимости от геометрии визирования и условий освещения земной поверхности Солнцем.

Настоящая статья посвящена сравнению отражательных характеристик земной поверхности, измеренных синхронно с самолета-лаборатории ГГО и с экспериментальной ИСЗ «Метеор» в ноябре 1978 г. Комплекс самолетных приборов [6, 7] позволял измерять спектральное альbedo и индикатрисы отражения на отдельных высотах атмосферы при разных положениях Солнца. Представленные в цифровом виде данные многозональных космических съемок аппаратуры малого разрешения (МСУ-М) преобразовывались в спектральные альbedo с помощью алгоритма радиационной коррекции изображений. Радиационная коррекция включала в себя проведение расчетов переноса излучения в системе земная поверхность — атмосфера для спектральных каналов экспериментальной ИСЗ «Метеор», получение угловых распределений излучения как функций угловых координат и отражательных характеристик, а также аппроксимацию результатов расчета ортогональными полиномами. Передаточная функция атмосферы при этом представляет собой набор коэффициентов аппроксимации атмосферного влияния, учитывающих реальные процессы взаимодействия излучения с газовыми и аэрозольными компонентами атмосферы.

При реализации радиационной коррекции на специализированном комплексе обработки изображений учитывались искажения сигнала в бортовой системе ИСЗ (радиометрическая коррекция) и искажения, обусловленные трансформацией в атмосфере отраженного излучения. Радиометрическая коррекция проводилась на основе фотометрического клина, передаваемого по радиоканалам во время обратного хода спутникового сканирующего радиометра. В процессе радиационной коррекции восстанавливались альbedo отдельных элементов многозональных изображений в каждом спектральном канале при известных углах визирования и зенитных углах Солнца по наборам коэффициентов аппроксимации атмосферного влияния, полученных в результате решения краевых задач переноса излучения в записанных на магнитных дисках специализированного комплекса обработки.

Комплекс измерительной аппаратуры самолета-лаборатории обеспечивал однозначность решения обратной задачи восстановления отражательных характеристик для территорий, над которыми

проводились самолетные измерения индикатрис яркости и спектрального альbedo. Схемы маршрутов полетов над пустыней Каракумы и сельскохозяйственными полями в Херсонской области представлены на рис. 1. Измерения выполнялись на различных высотах полета (от 200 до 8000 м) на горизонтальных «площадках». Продолжительность измерений составляла 8...10 мин.

Аппаратура на самолете обеспечивала измерение на каждой площадке относительных индикатрис яркости в 10 спектральных участках области 0,51...1,88 мкм и получение по 8...10 значений спектрального альbedo в этих же участках спектра. Для увеличения точности измерений спектральное альbedo осреднялось по данным, полученным на каждой площадке. Относительные индикатрисы яркости поверхности в углах визирования от надира ( $\theta=0^\circ$ ) до горизонта измерялись в каждом участке спектра по 12 азимутальным направлениям относительно плоскости солнечного вертикала.

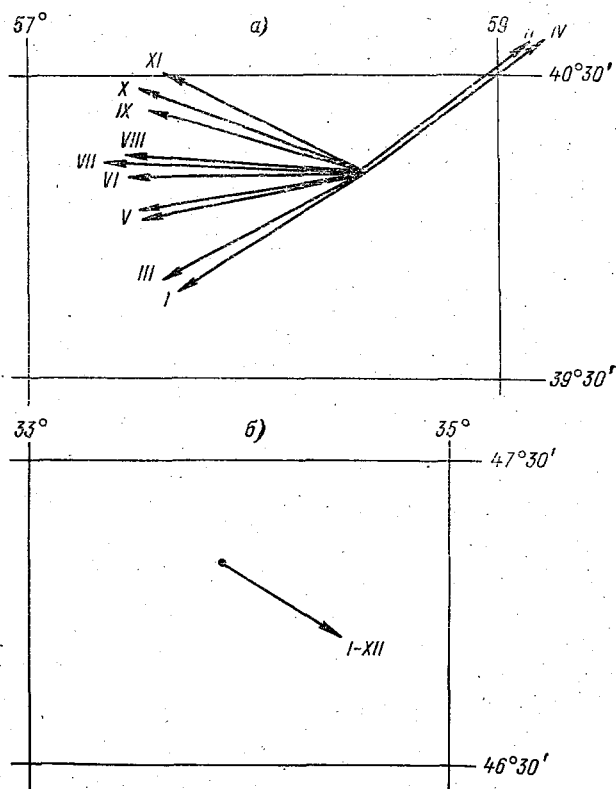


Рис. 1. Схемы маршрутов полетов при выполнении зондирования над пустыней (а) и сельскохозяйственными полями (б).

I—XII — площадки.

В настоящей работе использованы измерения относительных индикатрис спектральной яркости и альbedo, полученные при длинах волн: 0,509; 0,701; 0,96; 0,99 мкм. Для представления об угловой анизотропии отражения, имевшей место в подспутниковом эксперименте, в табл. 1 приведены относительные (по отношению к надиру) индикатрисы яркости пустыни, полученные для двух участков спектра с высоты полета 200 м. Азимут  $\varphi=0^\circ$  соответствует направлению на Солнце.

Таблица 1

Относительные индикатрисы яркости пустыни по данным измерений 13 ноября 1978 г. (высота полета 200 м, высота Солнца  $28,8^\circ$ )

$\varphi^\circ$	$\theta^\circ$								
	5	15	25	35	45	55	65	75	85
$\lambda=0,509$ мкм									
0	1,14	1,19	1,03	1,09	1,27	1,27	1,45	2,74	6,36
30	1,06	1,01	0,85	0,96	1,03	1,06	1,01	1,09	1,66
60	1,03	0,98	0,85	0,93	0,98	1,14	1,06	1,47	2,41
90	0,91	0,85	0,83	0,83	0,85	0,98	0,98	1,16	1,14
120	1,09	1,03	1,11	1,19	1,16	1,29	1,32	1,32	1,76
150	1,19	1,03	1,14	1,14	1,27	1,42	1,66	1,60	1,53
180	1,03	1,06	1,16	1,34	1,66	1,71	1,86	1,97	2,28
210	0,91	0,96	1,09	1,09	1,14	1,24	1,47	1,47	1,66
240	1,03	1,09	1,16	1,14	1,24	1,32	1,27	1,55	2,07
270	0,88	0,85	0,85	0,88	1,03	1,03	1,03	0,93	1,14
300	0,93	0,88	0,78	0,85	0,88	0,78	0,96	1,34	2,59
330	0,91	0,85	0,78	0,91	0,96	0,93	1,01	1,16	1,50
$\lambda=0,99$ мкм									
0	1,15	1,18	1,29	1,42	1,63	1,73	1,79	1,78	1,61
30	1,00	1,04	1,06	1,09	1,12	1,31	1,43	1,54	1,61
60	1,11	1,12	1,16	1,24	1,30	1,33	1,39	1,36	1,15
90	1,10	1,02	1,24	1,11	1,16	1,00	1,10	1,20	1,27
120	1,09	1,10	1,12	1,13	1,11	1,20	1,16	1,17	1,17
150	0,92	0,94	1,10	1,12	1,13	1,10	1,16	1,24	1,18
180	1,07	1,09	1,07	1,08	1,03	1,12	1,11	1,17	1,24
210	1,04	1,03	1,04	0,99	1,13	1,12	1,10	1,06	1,10
240	1,14	1,06	1,05	1,11	1,11	1,14	1,10	1,09	1,06
270	1,04	1,06	1,07	1,12	1,17	1,16	1,16	1,21	1,29
300	1,05	1,10	1,08	1,16	1,29	1,38	1,39	1,43	1,13
330	1,04	1,11	1,13	1,24	1,33	1,46	1,57	1,66	1,70



Таблица 2

Вертикальные распределения макросечений взаимодействия (объемных коэффициентов ослабления) в  $\text{км}^{-1}$  для двух каналов аппаратуры МСУ-М и двух моделей атмосферы

Км	Канал 1		Канал 4	
	модель 1	модель 2	модель 1	модель 2
0—1	1,7746—01	1,1453—02	1,5851—01	3,6936—02
1—2	8,1209—02	1,0412—02	8,9075—02	2,8045—02
2—3	3,4065—02	9,2718—03	4,1091—02	1,9599—02
3—4	2,4892—02	8,1606—03	2,7968—02	1,3203—02
4—5	2,1169—02	7,1268—03	2,1284—02	8,6010—03
5—6	1,5087—02	6,1876—03	1,4007—02	5,6537—03
6—7	1,5559—02	5,3450—03	9,5259—03	3,7642—03
7—8	8,4578—03	4,5931—03	5,9413—03	2,5293—03
8—9	7,3339—03	3,9382—03	4,6807—03	1,7327—03
9—10	6,8600—03	3,3615—03	4,1881—03	1,2094—03
10—11	4,0837—03	2,8711—03	1,6769—03	8,5122—04
11—12	2,9839—03	2,4467—03	9,2805—04	6,1504—04
12—13	2,4697—03	2,0899—03	7,0989—04	4,6126—04
13—14	2,0896—03	1,8175—03	5,9709—04	3,6137—04
14—15	1,9190—03	1,5852—03	6,0935—04	2,9165—04
15—16	8,9511—03	1,3907—03	8,0135—03	2,4055—04
16—17	9,4596—03	1,2409—03	8,6644—03	2,0136—04
17—18	1,0704—02	1,1284—03	1,0035—02	1,7001—04
18—19	1,3066—02	1,0451—03	1,2534—02	1,4470—04
19—20	1,2190—02	9,7070—04	1,1687—02	1,2372—04
20—21	3,4833—03	9,0195—04	2,7569—03	1,0625—04
21—22	1,5847—03	8,3593—04	8,5860—04	9,1427—05
22—23	2,0829—03	7,6177—04	1,4291—03	7,9094—05
23—24	1,3206—03	6,8561—04	6,9940—04	6,8435—05
24—25	1,1656—03	6,1743—04	5,9642—04	5,9375—05
25—30	5,6456—04	4,6877—04	1,3456—04	4,2258—05
30—35	3,6935—04	2,8838—04	1,0507—04	2,7534—05
35—40	2,2300—04	1,5502—04	8,1919—05	1,7192—05
40—45	1,4273—04	8,0787—05	6,8947—05	1,0484—05
45—50	8,8278—05	4,0772—05	5,0922—05	6,2792—06
50—70	4,0496—05	1,8503—05	2,3865—05	3,1970—06
70—100	9,9342—06	8,1747—06	3,2522—06	1,5988—06
0—100	4,7370—01	9,6023—02	4,4085—01	1,2577—01

Примечание. Модель 1 — по данным аэрозольных измерений ЛГУ, модель 2 — рэлеевская атмосфера без аэрозоля.

При построении передаточной функции атмосферы использовалась модель [9] комплексного показателя преломления частиц атмосферного аэрозоля и модель [1] распределения аэрозольных частиц по размерам. Рассеивающие и поглощающие свойства аэрозоля (сечение взаимодействия и индикатрисы рассеяния) рассчитывались для этих моделей [5] на основе теории Ми. С целью оценки аэрозольного влияния проводилась радиационная коррекция и для идеализированной рэлеевской атмосферы без аэрозоля. Вертикальные распределения полных сечений взаимодействия излучения с основными оптически активными компонентами для указанных моделей атмосферы представлены в табл. 2. Оптические толщины используемых моделей атмосферы рассчитывались ум-

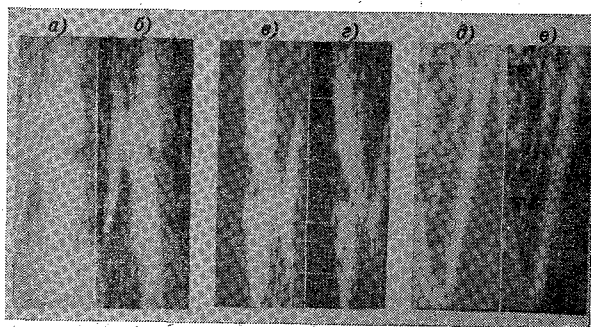


Рис. 2. Фрагменты космических изображений 1-го канала экспериментального ИСЗ «Метеор» и результаты их радиационной корреляции.

*a* — исходные изображения территории пустыни; *b* — после коррекции с учетом фактора анизотропии отражения по данным самолетных измерений; *в, г* — после коррекции с использованием моделей аэрозоля 1 и 2 соответственно; *д* — исходные изображения территории сельскохозяйственных полей; *е* — после радиационной коррекции с использованием модели аэрозоля 2.

ножением данных табл. 2 на геометрические толщины соответствующих слоев атмосферы.

На рис. 2 приведены фрагменты исходных космических изображений ( $200 \times 600$  элементов) 1-го канала аппаратуры МСУ-М экспериментального ИСЗ «Метеор» и результаты коррекции этих изображений. Фрагменты изображения на рис. 2 *д, е* приблизительно соответствуют надирным углам визирования аппаратуры МСУ-М. Фрагменты на рис. 2 *а, б, в, г*, наоборот, соответствуют наклонным углам визирования  $40-50^\circ$ . Поэтому масштабы изображений рис. 2 *а, б, в, г* и рис. 2 *д, е* различны: в первом случае на иллюстрируемых фрагментах охвачена территория около  $600 \times 600$  км, во втором случае —  $600 \times 200$  км. Визуальный анализ изображений на рис. 2 показывает увеличение их контрастности после радиационной коррекции. Результаты статистической обработки цифро-

вых эквивалентов изображений на рис. 2 для 1-го и 4-го каналов приведены в табл. 3. Данные таблицы показывают уменьшение средней яркости изображений в 1-м канале после коррекции (устраняется яркость атмосферной дымки) и ее увеличение в 4-м канале (учитывается поглощенное в полосах водяного пара излучение). Значительное увеличение дисперсии яркости в 1-м канале является проявлением наблюдаемого на рис. 2 увеличения контрастности изображения. В 4-м канале рост дисперсии менее значителен.

Неортогтрпность отражения излучения учитывалась путем экстраполяции измеряемого с самолета фактора анизотропии на не

Таблица 3

Средние значения яркостей изображений ( $I$ ) и их дисперсий ( $\sigma$ )

Данные изображений	Номер канала	Пустыня		Сельскохозяйственные поля	
		$I$	$\sigma$	$I$	$\sigma$
Исходные . . . . .	1	181	120	149	162
	4	94	67	73	52
После радиационной корреляции по модели 1	1	153	144	136	256
	4	101	75	75	59
После радиационной корреляции по модели 2	1	128	184	108	303
	4	115	80	82	74
После радиационной корреляции с учетом угловой анизотропии отражения . . . . .	1	109	196	—	—
	4	116	88	—	—

покрытую облачностью часть изображения. Азимут визирования с ИСЗ «тестового» участка пустыни относительно азимута Солнца близок к  $90^\circ$ , а данные самолетных измерений показывали присутствие в момент съемки зеркальной компоненты. Это обстоятельство привело к тому, что общая яркость территорий, не покрытых облачностью, уменьшалась в 1-м канале ИСЗ, а дисперсия в этом канале возрастала. При других условиях съемки, вероятно, результат учета анизотропии отражения мог бы быть иным.

В табл. 4 приведены результаты сравнения альбедо участков земной поверхности, измеренного самолетной аппаратурой и полученного в результате радиационной коррекции многозональной космической информации. Измерения альбедо с самолета для пустыни получены с высоты полета 200 м, а для сельскохозяйственных полей — с 3000 м.

Как следует из данных табл. 4, расхождения в спектральном альбедо территории пустыни не превышают 15 % после радиационной коррекции. Расхождения для участков сельскохозяйственных угодий в 4-м канале аппаратуры ИСЗ превышают 50 %. Эти

расхождения можно было бы объяснить невысокой точностью радиометрической коррекции спутниковой информации, а также осреднением излучения в 4-м канале по широкой полосе частот в отличие от самолетных измерений в узких участках спектра. Однако соответствие результатов самолетных и спутниковых измерений для достаточно однородных земных покровов (типа пустыни) говорит о том, что всего вероятнее расхождения обусловлены неучетом горизонтальной неоднородности земной поверхности. Осреднение измерительной аппаратурой излучения по определенной площади и пренебрежение взаимным влиянием природных образований может привести к отмеченному несовпадению результатов измерений.

Таблица 4

Значения альbedo земной поверхности по данным самолетных и спутниковых измерений

Самолетные измерения		Спутниковые данные				
$\lambda$ мкм	$A_\lambda$	$A_n$	$A_1$	$A_2$	$A_3$	$\Delta\lambda$ мкм
Пустыня						
0,509	0,304	0,45	0,39	0,36	0,35	0,5—0,6
0,701	0,40	0,46	0,39	0,38	0,35	0,6—0,7
0,96	0,44	0,47	0,46	0,42	0,37	0,7—0,8
0,99	0,44	0,40	0,42	0,43	0,43	0,8—1,0
Сельскохозяйственные поля						
0,99	0,28	0,15	0,16	0,17	—	0,8—1,0

Примечание.  $A_n$ — альbedo системы земная поверхность — атмосфера по данным спутниковой аппаратуры МСУ-М;  $A_1$ ,  $A_2$ — альbedo земной поверхности после радиационной коррекции с использованием моделей аэрозоля 1 и 2 соответственно;  $A_3$ — альbedo земной поверхности после радиационной коррекции с учетом анизотропии отражения;  $\Delta\lambda$  — спектральный интервал работы спутниковой аппаратуры.

Отдельные различия в характеристиках отражения излучения, как это следует из табл. 4, обусловлены как моделью атмосферного аэрозоля, так и неучетом анизотропии отражения. Поэтому в дальнейшем наряду с оценкой информационных свойств самолетной и спутниковой аппаратуры и планированием на их основе совмещенных экспериментов требуется уточнение оптических свойств атмосферы в момент проведения экспериментов.

Из данных табл. 4 следует также, что неучет влияния атмосферы приводит к расхождениям между данными самолетных и спутниковых измерений более чем на 40 %. При использовании наборов коэффициентов аппроксимации атмосферного влияния для модели рэлеевской атмосферы эта ошибка уменьшается до 15 %.

Применение аэрозольной модели ЛГУ для целей радиационной коррекции позволяет уменьшить эту ошибку до значений менее 10 %. Таким образом, описание передаточной функции атмосферы через оптические модели атмосферного аэрозоля позволяет улучшить качество интерпретации спутниковой информации. Требуется, однако, уточнение этих моделей в момент съемки.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Аэрозольная структура тропосферы и стратосферы/К. Я. Кондратьев, И. Я. Бадинов, Л. С. Ивлев, Г. А. Никольский.— Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана, 1969, т. 5, № 5, с. 480—493.
2. Влияние атмосферы на спектральные яркости и контрасты природных образований при спектрофотометрировании Земли из космоса./К. Я. Кондратьев, А. А. Бузников, О. Б. Васильев, О. И. Смоктий.— Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана, 1975, т. 11, № 4, с. 348—361.
3. Исследования природной среды с пилотируемых орбитальных станций/Под ред. К. Я. Кондратьева.— Л.: Гидрометеиздат, 1973.— 399 с.
4. Козодеров В. В. Оценка искажающего влияния атмосферы при дешифрировании природных образований из космоса.— В кн.: Аэрокосмические исследования Земли. Обработка видеoinформации с использованием ЭВМ. М., Наука, 1978, с. 24—35.
5. Козодеров В. В. Эффективные параметры атмосферного аэрозоля в коротковолновой области спектра.— Труды ГосНИЦИПР, 1979, вып. 5, с. 22—31.
6. Корзов В. И., Красильщиков Л. Б. Самолетные приборы для измерения отражения. Спектральный индикатор.— Труды ГГО, 1972, вып. 275, с. 219—225.
7. Корзов В. И., Красильщиков Л. Б. Самолетные приборы для измерения отражения. Спектральный альбедометр.— Труды ГГО, 1973, вып. 295, с. 200—204.
8. Поле излучения сферической атмосферы/К. Я. Кондратьев, Г. И. Марчук, А. А. Бузников и др.— Л.: изд. ЛГУ, 1977.— 214 с.
9. Mc Clathrey R. A. e. a. Optical properties of the atmosphere.— AFCRL-70-0527, 1970.—188 p.

*В. И. Биненко, В. А. Иванов, В. Г. Лебединов*

### АЭРОЗОЛЬНО-РАДИАЦИОННЫЕ ИЗМЕРЕНИЯ В ПРИАРАЛЬЕ

Проблема охраны окружающей среды в районе Аральского моря обусловлена уменьшением стока вод Амударьи и Сырдарьи вследствие их использования на развитие орошаемого земледелия и водообеспечение промышленности городов.

За последние 20 лет уровень воды в Аральском море понизился на 10 м, площадь поверхности сократилась на 20 %, объем воды уменьшился на 40 %, в отдельных местах береговая черта отодвинулась на 50 км по сравнению с первоначальной [1].

Нарушение экологического равновесия данного региона снижает экологический потенциал Приаралья, ухудшает условия жиз-

ни и деятельности местного населения. Высыхание дельт рек Амударьи и Сырдарьи, сокращение размеров моря приводит к увеличению солености Аральского моря и сокращению улова рыбы, к образованию на его берегах новой сильно засоленной суши и уменьшению биопродуктивности, к выветриванию соли и образованию соле-песчаных бурь.

С 1960 по 1975 г. в результате осушивания дна Аральского моря в пределах абсолютных высот 49—53 м образовалась суша, засоленная на 80 % солями типа сульфатно-хлоридных и хлоридно-сульфатных, в отдельных местах появилось большое скопление гипса. Представление о засоленности почвы дает рис. 1. Полуметровая толщина осушившейся части дна по площади равна

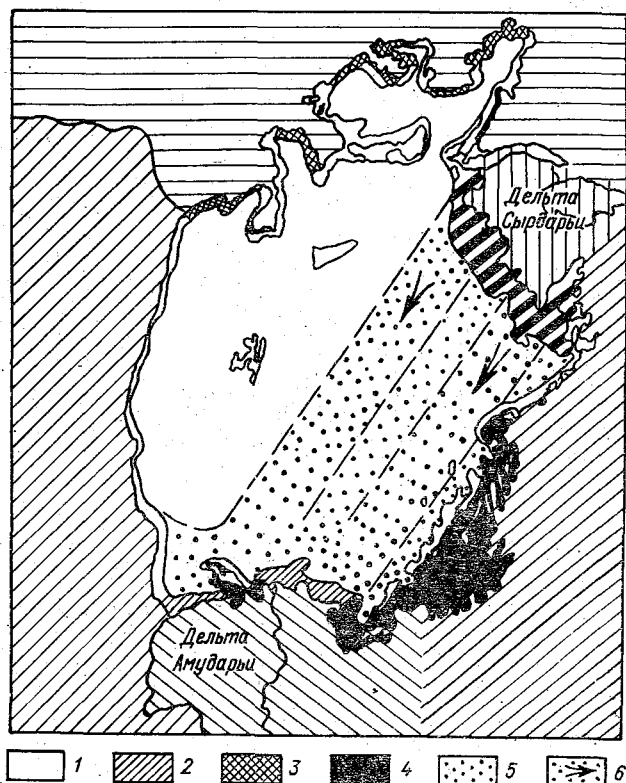


Рис. 1. Категория засоленности почвогрунтов осушившегося дна Аральского моря на 1973—1975 гг. в пределах абсолютных высот 49..53 м [1] и схематизация мелководья и пылевых выносов в Приаралье.

1 — незасоленные пески; 2 — поверхностно-засоленные; 3 — засоленные до уровня морской верховодки; 4 — солончаки высохших заливов, лагун и озер; 5 — район мелководья; 6 — район пылевых выносов.

1 млн. га и содержит около 380 млн. т водорастворимых солей [1].

Дальнейшее водопотребление в бассейнах указанных рек может привести к понижению уровня моря еще на 7 м и превращению его в цепь небольших озер, к изменению взаимодействия солнечной радиации и теплового излучения подстилающей поверхности и атмосферы, к усилению континентальности климата Приаралья [1].

Одной из сторон этой сложной проблемы является изучение трансформации аэрозольно-радиационного взаимодействия атмосферы и подстилающей поверхности в районе Аральского моря.

В декабре 1979 г. было проведено самолетное зондирование в юго-западном и южном районе береговой черты Аральского моря с целью изучения аэрозольно-радиационных свойств атмосферы. Осуществлена также аэрофотосъемка данного района для изучения динамики данного района путем сравнения изображений с соответствующими материалами съемки в прошлом и результатами картирования со спутника.

Съемки из космоса выявили струи пылевых потоков в районе Аральского моря длиной от 200 до 400 км. Пылевые выносы образуются на северо-восточном побережье Аральского моря и легко различимы на темном фоне акватории Аральского моря. На рис. 1 представлена схематизация струй аэрозольных выносов над Аральским морем [2], а также показан район мелководья по данным телевизионных снимков с ИСЗ в диапазоне длин волн 0,5...0,6 мкм. Как видно из рисунка, район мелководья совпадает с областью выноса рек Амударьи и Сырдарьи, а также с областью распространения пыльных бурь над Аральским морем. Визуальные наблюдения горизонта с самолета тоже позволяют обнаружить присутствие аэрозольных слоев в атмосфере (например, 7 и 12 декабря 1979 г.). Результаты фильтровых измерений с самолета атмосферного аэрозоля также подтверждают этот факт.

В районе береговой черты было проведено вертикальное зондирование атмосферы на высотах 200, 500, 1350, 2850, 4200, 5500, 7200, 8400 м. Методика самолетных измерений проводилась согласно работе [3].

В ходе вертикального зондирования проводились измерения интегральных радиационных характеристик, радиационной температуры, спектрального альbedo и углового распределения отраженной радиации системы Земля — атмосфера, концентрации и микроструктуры аэрозоля.

Полученная в районе эксперимента информация об атмосферных аэрозолях позволяет построить кривые, описывающие изменения концентрации аэрозоля с высотой, а также проанализировать дисперсный состав аэрозоля для уровней, на которых производился забор проб (табл. 1).

Как видно из табл. 1, вертикальный профиль концентрации аэрозоля с высотой характеризуется слоистой структурой. Для случая декабря слоистая структура распределения менее выражена

на, чем для случая 12 декабря. Спектры распределения частиц по размерам за 7 декабря для всех проанализированных проб можно аппроксимировать кривой распределения Юнга  $n(r) = \frac{\Delta N}{\Delta \lg r} = Cr^{-\beta}$  при  $\beta=2$ , что свидетельствует о явно выраженном наличии в пробе больших частиц радиусом порядка 10 мкм. Для случая 12 декабря наклон кривой распределения Юнге с  $\beta=2$  характерен для проб, взятых выше 2000 м. Спектры на уровнях 200 и 500 м за 12 декабря имеют параметр распределения  $\beta=2,7$ . Отмеченные особенности связаны, по-видимому, с резким изменением синоптической обстановки, более устойчивой стратифика-

Таблица 1

Концентрация и распределение аэрозольных частиц по размерам 7 и 12 декабря 1979 г.

Номер пробы	Время ч мин	Hm	$N_{0,15-30}$ см <sup>-3</sup>	$\frac{\Delta N_{0,75}}{\Delta \lg r}$	$\frac{\Delta N_{1,75}}{\Delta \lg r}$	$\frac{\Delta N_{4,2}}{\Delta \lg r}$	$\frac{\Delta N_{10}}{\Delta \lg r}$	$\frac{\Delta N_{23}}{\Delta \lg r}$
7 декабря								
11	9 40	340	1,45	4,71	0,23	$8,84 \cdot 10^{-2}$	$2,31 \cdot 10^{-2}$	—
12	10 02	610	0,58	1,57	0,27	$7,89 \cdot 10^{-2}$	$1,80 \cdot 10^{-2}$	$1,96 \cdot 10^{-2}$
13	10 30	1410	1,39	4,28	0,35	0,17	—	—
14	10 55	2920	2,16	6,43	0,56	0,28	$7,94 \cdot 10^{-2}$	$2,94 \cdot 10^{-2}$
12 декабря								
38	10 47	7360	3,64	11,25	0,59	0,39	0,24	$8,82 \cdot 10^{-2}$
39	11 04	5550	1,43	4,46	0,43	$4,74 \cdot 10^{-2}$	—	—
40	11 30	4230	0,77	1,96	0,18	0,20	0,18	$3,29 \cdot 10^{-2}$
41	11 57	2860	3,38	11,32	0,49	$4,48 \cdot 10^{-2}$	$1,54 \cdot 10^{-2}$	$1,68 \cdot 10^{-2}$
42	12 26	1320	4,00	13,36	0,49	0,10	$1,54 \cdot 10^{-2}$	—
43	12 47	510	8,44	28,71	0,73	0,31	$2,75 \cdot 10^{-2}$	—
44	13 09	220	10,02	34,39	0,65	0,39	—	—

цией атмосферы 12 декабря, небольшими вертикальными восходящими потоками воздуха в нижних слоях атмосферы и седиментацией крупных частиц.

Анализ аэрозольных проб под оптическим микроскопом показал, что частицы радиусом более 10 мкм представляли собой полупрозрачные кристаллические образования. Химический анализ наземных проб, собранных в данном регионе, позволяет предположить, что источником этих частиц является песчано-солончаковая поверхность суши. Однако с достаточной уверенностью об этом можно говорить после сравнения данных по химическому составу атмосферного аэрозоля, полученных в результате самолетных, судовых и наземных измерений.



Солёные выносы в Приаралье, как правило, развиваются при определенной синоптической ситуации. Например, при прохождении холодного фронта наблюдается резкое усиление ветра, увеличение вертикальных потоков. При скорости ветра 5...10 м/с происходит подъем солевых частиц до высоты 3...6 км и образуются аэрозольные слои белесоватого цвета.

На рис. 2 представлены вертикальные профили температуры воздуха, радиационной температуры подстилающей поверхности и влажности за 7 и 12 декабря (7 декабря измерения производились над границей суша — вода, 12 — над осушенным дном Аральского моря). Отличительные особенности этих дней следующие:

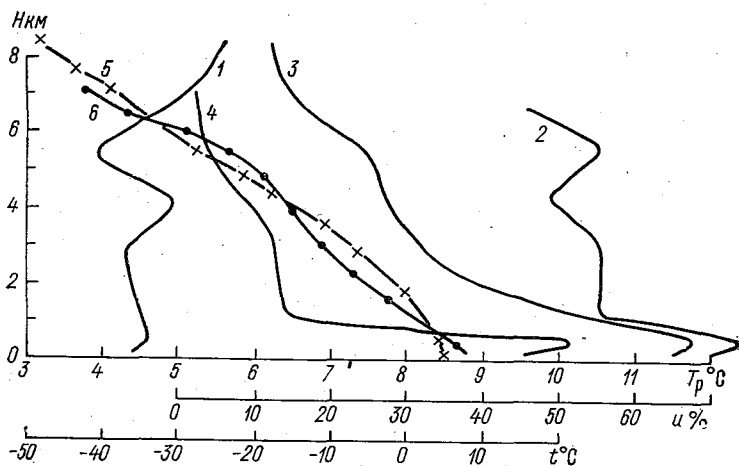


Рис. 2. Зависимость радиационной температуры подстилающей поверхности  $T_p$  (1, 2), влажности  $u$  (3, 4) и температуры воздуха  $t$  (5, 6) от высоты  $H$  7 и 12 декабря в Приаралье.  
1, 3, 5 — 7 декабря; 2, 4, 6 — 12 декабря.

7 декабря инверсия температуры наблюдалась на уровне 2 км, отмечалась высокая влажность воздуха, аэрозольный вынос преобладал в приземном слое. 12 декабря инверсия температуры наблюдалась на высоте 5 км, влажность в этот день была заметно меньше, происходил более мощный двухслойный аэрозольный вынос. Изменчивость радиационной температуры в эти дни объясняется влиянием атмосферы — изменением влажности и наличием аэрозольных слоев.

Различия температурной стратификации атмосферы и влажности, наличие аэрозольных слоев обуславливают некоторые особенности и различия вертикальных профилей нисходящей и восходящей коротковолновой и длинноволновой радиации за эти дни. Радиационный баланс за счет коротковолновой и длинноволновой радиации на рис. 3 возрастает с высотой; исключение составляет

эффективное излучение 12 декабря в слое 2...3 км, где имел место аэрозольный вынос. Альbedo мало меняется с высотой и имеет тенденцию уменьшения, поглощательная способность максимальна в пограничном слое и в области солевых выносов (0,06—0,12). Как результат аридизации Приаралья альbedo поверхности возрастает. Лучистый приток тепла на единицу слоя  $\Delta B/\Delta H$  для коротковолновой, длинноволновой и полной радиации также указывает на большую роль пограничного слоя и солевых выносов в поглощении радиации.

Расчеты скорости радиационного изменения температуры за счет коротковолновой и длинноволновой радиации для 7 и 12 декабря показывают, что в области аэрозольных слоев радиационное нагревание может преобладать над радиационным выхолаживанием.

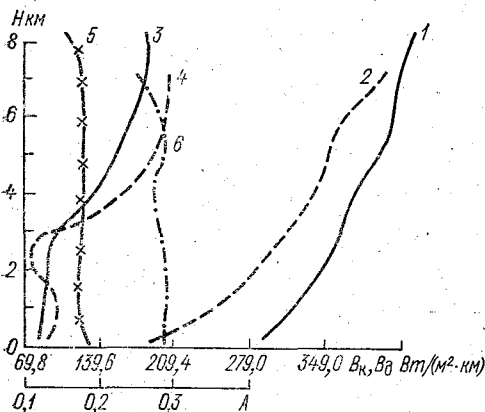


Рис. 3. Вертикальный профиль радиационного баланса коротковолновой радиации  $B_K$  (1, 2), эффективного длинноволнового излучения  $B_D$  (3, 4) и альbedo  $A$  (5, 6) за 7 и 12 декабря при высоте Солнца  $20^\circ$ .  
1, 3, 5 — 7 декабря;  
2, 4, 6 — 12 декабря.

Повышенная замутненность атмосферы в результате солевых выносов и пыли заметно ослабляет прямую солнечную радиацию, что приводит к уменьшению нагревания поверхности (см. 1, 2 на рис. 2), и усиливает долю рассеянной радиации. Чем больше рассеяние, тем выше альbedo поверхности (см. 5, 6 на рис. 3), а это способствует похолоданию в данном регионе. Но так как происходит поглощение радиации, то может возобладать эффект потепления. Запыленность влияет на эффективное длинноволновое излучение (см. 3, 4 на рис. 3), что способствует усилению парникового эффекта, т. е. потеплению.

Полученные результаты могут быть использованы для моделирования влияния антропогенных изменений радиационных характеристик подстилающей поверхности вследствие орошения засушливых земель на климат Приаралья. Полный и детальный анализ полученных результатов с привлечением данных аэрофотосъемки позволит в дальнейшем уточнить предварительные выводы и сформулировать задачи комплексного эксперимента по проблеме Аральского моря.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Богданова Н. М., Костюченко В. П. Засоленность почвогрунтов осушившегося дна Аральского моря. — Изв. АН СССР. Сер. геогр., 1978, № 2, с. 35—45.

2. Метеорологическое зондирование подстилающей поверхности из космоса/К. Я. Кондратьев, А. Л. Григорьев, Ю. И. Рабинович, Е. М. Шульгина. — Л.: Гидрометеиздат, 1979. — 247 с.

3. Полный радиационный эксперимент/Под ред. К. Я. Кондратьева и Н. Е. Тер-Маркарянц. — Л.: Гидрометеиздат, 1976. — 240 с.

*К. Я. Кондратьев, Н. Г. Андропова, Л. Н. Дьяченко,  
М. А. Прокофьев*

### **НЕКОТОРЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ РАДИАЦИОННОГО РЕЖИМА В БЕЗОБЛАЧНОЙ АТМОСФЕРЕ И У ПОВЕРХНОСТИ ОКЕАНА В ЗАВИСИМОСТИ ОТ ЗАПЫЛЕННОСТИ АТМОСФЕРЫ**

Решение задач Радиационной подпрограммы АТЭП предусматривает, в частности, разработку методик параметризации лучистого притока тепла к поверхности океана и свободной атмосфере, что необходимо для оценки радиационной вынуждающей силы, воздействующей на крупномасштабную циркуляцию [7].

Построение такой параметризации может быть выполнено для безоблачных условий путем восстановления суточного хода интенсивности суммарной радиации и ее компонентов. Для свободной атмосферы с учетом ограничений, характеризующих самолетные данные наблюдений, эта задача была решена в работе [4] путем задания априорной зависимости суммарной радиации от высоты Солнца с последующим восстановлением коэффициентов выбранной зависимости по данным прямых наблюдений.

Особое внимание исследователей в ходе АТЭП было привлечено к сахарским аэрозольным выносам, которые оказывают постоянное и значительное воздействие на радиационный режим атмосферы и поверхности океана во всем поясе тропической Атлантики, от 0 до 20° с. ш.

Радиационные и микрофизические характеристики сахарского аэрозольного слоя (САС) подробно исследованы в работах [1, 6, 8]. В настоящей работе рассмотрены некоторые характеристики радиационного режима безоблачной атмосферы, находящейся под воздействием подобных выносов. В таких условиях радиационный режим и, в частности, приход солнечной радиации к поверхности океана определяется двумя основными факторами: астрономическим и циркуляционным, проявляющимися через прозрачность атмосферы.

Прозрачность безоблачной атмосферы в зоне сахарского аэрозольного слоя исследована в работе [3]. Описанные в ней результаты получены на основании анализа 522 случаев, относящихся ко всем срокам наблюдений на шести НИС СССР, участвовавших в АТЭП.

На основании этих данных была построена зависимость интегрального коэффициента прозрачности атмосферы от повторяемости числа случаев данной градации. Из рис. 1 видно, что повторяемость состояний прозрачности атмосферы оказывается асимметричной с максимумом, смещенным в область высоких прозрачностей, т. е. относится к градации «нормальная» (0,70—0,75). Поэтому при рассмотрении дневного хода средних значений интенсивности радиации оказывается, что наибольшая точность

имеет место при прозрачности, близкой к средней, т. е. при «нормальной» и «пониженной».

Следует заметить, что средней прозрачности атмосферы соответствует наибольшая повторяемость числа случаев наблюдений ( $\approx 64\%$ ), тогда как крайним значениям прозрачности «высокая», «низкая» и «очень низкая» — наименьшая ( $\approx 14\%$ ).

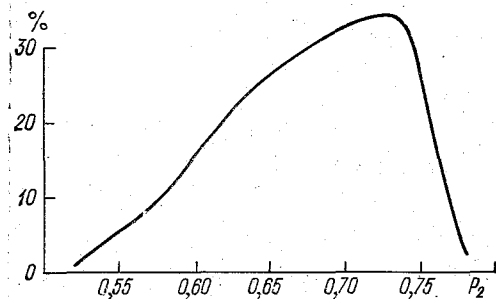


Рис. 1. Повторяемость интегрального коэффициента прозрачности атмосферы.

Приведем результаты сравнения средних климатологических данных и данных непосредственных измерений суточных сумм суммарной радиации, характеризующих условия САС. На рис. 2 представлен годовой ход суммарной солнечной радиации для Дакара и Прая (острова Зеленого мыса) [5]. Минимум, приходящийся на летние месяцы, совпадающие с периодом проведения АТЭП, характерен для зоны экваториальных муссонов и связан с повышенной облачностью в это время года. Максимальная по-

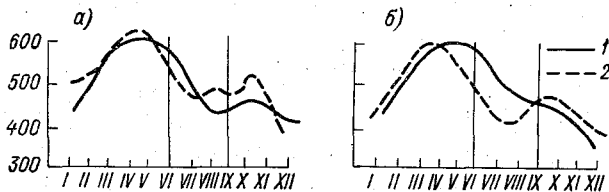


Рис. 2. Годовой ход суточных сумм суммарной радиации.

а — Дакар, б — Прая; 1 — средние многолетние, 2 — 1974 г.

вторяемость для Дакара приходится на градацию (3,5...4,2)  $10^5$  Вт/м<sup>2</sup> и составляет около 40 %. Возможная суточная сумма в этот период равна примерно  $4,9 \cdot 10^5$  Вт/м<sup>2</sup> для Дакара.

В табл. 1 приведены результаты оценки суточного коротковолнового радиационного притока тепла, выполненные с использованием методики, предложенной в [4], для некоторых дней полевой фазы АТЭП. На период 30—31 июля 1974 г. пришелся один из наиболее мощных выносов сахарской пыли, зарегистрированных за время АТЭП, тогда как 13 августа наблюдалась ясная безоблачная погода [1]. В таблице приведены также суточные суммы

Таблица 1

Суточные радиационные притоки тепла ( $10^5$  Вт/м<sup>2</sup>) к свободной атмосфере для района АТЭП

Высота, м	Район АТЭП				Дакар		
	30 VII	31 VII	31 VII	13 VIII	29 VII	30 VII	01 VIII
9150	—	4,80	—	—			
8850	4,92	—	—	—			
6100	4,75	—	—	5,34			
5050	—	4,50	—	—			
4550	4,42	—	—	5,03			
3050	4,38	—	3,40	4,79			
2450	—	4,21	—	—			
1500	4,19	4,01	3,04	4,55			
900	3,83	—	2,93	—			
450	—	3,95	—	4,50			
150	—	—	2,89	—			
0	3,27	3,78	—	—	3,73	2,72	3,60

суммарной радиации для Дакара. Сумма 30 июля оказалась ниже среднего месячного значения на 19 % (предшествующий и последующий дни дали значения на 12—13 % выше средних месячных). Средние месячные значения суточных сумм суммарной радиации сведены в табл. 2, в которой представлены как многолетние данные, так и результаты, полученные за время АТЭП.

С использованием упомянутых выше данных НИС были получены [3] регрессионные формулы для расчета прямой и рассеянной радиации, приходящей к поверхности океана для различных условий замутненности атмосферы. Формулы имеют следующий вид:

$$S' = [-a + bh + ch^2 + dh^3] 6,98; \quad (1)$$

$$D = [a + bh] 6,98, \quad (2)$$

где  $S'$  и  $D$  — соответственно прямая и рассеянная радиация на горизонтальную поверхность;  $h$  — высота Солнца в градусах;  $a$ ,  $b$ ,  $c$ ,  $d$  — коэффициенты регрессии. Масштабный множитель 6,98 переводит полученные результаты в Вт/м<sup>2</sup>.

На рис. 3 коэффициенты регрессионной формулы (1) построены в зависимости от значения коэффициента интегральной про-

Таблица 2

Средние за месяц суточные суммы суммарной радиации ( $10^5$  Вт/м<sup>2</sup>) для района АТЭП

Данные	Пункт	Июль	Август	Сентябрь
Средние	Прая . . . . .	3,80	3,32	3,21
Многолетние	Дакар . . . . .	3,18	2,97	3,14
АТЭП, 1974	Дакар . . . . .	3,32	3,41	—

зрачности  $P_2$ . Скорость изменения коэффициента  $b$  сравнительно велика в области низких прозрачностей (левая ветвь кривой  $b(P_2)$ ), что можно объяснить уменьшением зависимости потока прямой радиации от высоты Солнца при сильном рассеянии радиации в замутненной атмосфере. Эти же соображения делают в целом по-

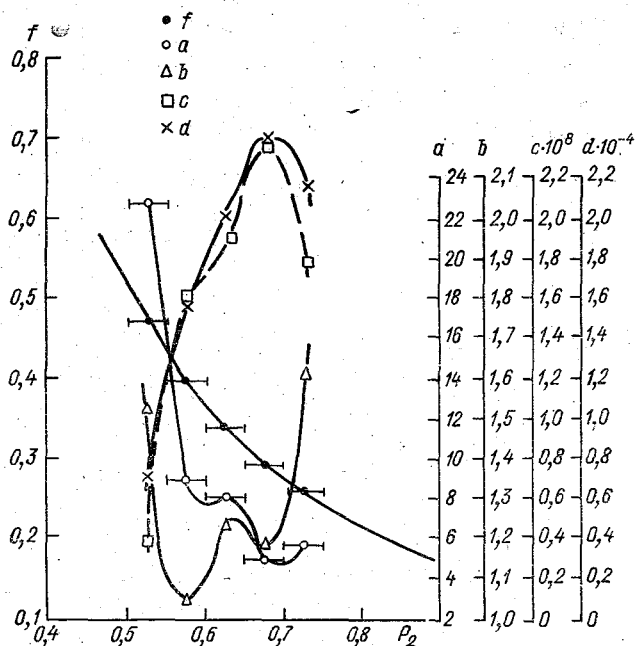


Рис. 3. Зависимость коэффициентов уравнений регрессии от прозрачности атмосферы.

нятым общий ход кривых: рост коэффициентов  $a$  и  $b$  при экстремальных прозрачностях (причем при  $P_2 \rightarrow 1$  должен сохраняться лишь вклад зависимости  $b(P_2)$ ); резкое уменьшение величин  $c(P_2)$  и  $d(P_2)$  (общее уменьшение потока прямой радиации при очень низких прозрачностях и уменьшение вклада рассеяния высших порядков при высоких прозрачностях). Следует отметить, что кривые построены каждая в своем масштабе. Это не дает возможности сравнить их абсолютные значения, зато наглядно указывает на характер качественного изменения коэффициентов для  $S'$ ,  $D$

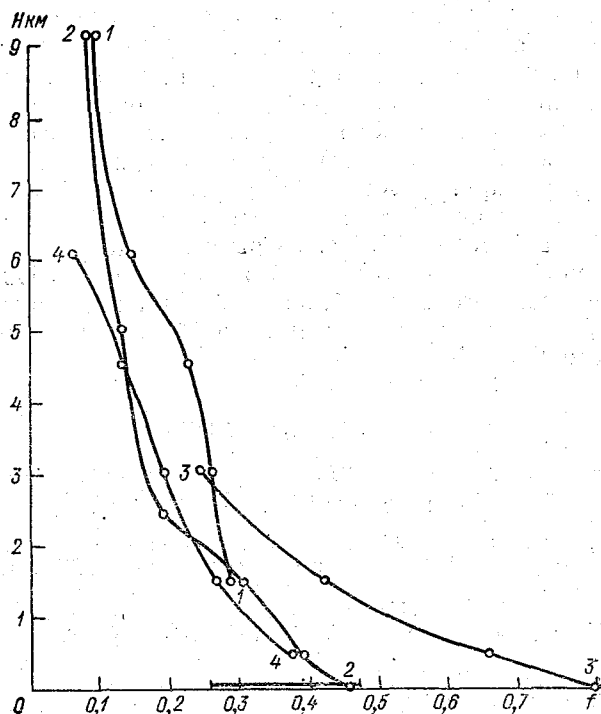


Рис. 4. Вертикальные профили коэффициента  $f$ .  
1 — 29 VII 1974 г., 2 — 30 VII, 3 — 31 VII, 4 — 13 VIII.

и  $Q$  и на степень их сравнимости. Ход кривых указывает также пределы применимости (1) и (2): они надежны при средних условиях мутности атмосферы и вряд ли могут быть экстраполированы за пределы интервала  $0,5 \leq P_2 \leq 0,8$ . Значительная статистическая обеспеченность данных позволяет считать реальным бимодальный характер кривых. Однако физические причины подобного хода не вполне ясны. Можно предположить, что он связан с наличием частичной облачности  $Cu$  trade на уровне пассатной инверсии температуры [1, 3, 6].

С целью сравнения результатов самолетных и судовых наблюдений суммарной радиации были сопоставлены вышеописанные регрессионные формулы и использованная в [4] полуэмпирическая формула

$$Q = \frac{S'_0 \sin^2 h}{\sin h + f}. \quad (3)$$

Приравнивая сумму (1) и (2) к (3), можно восстановить значения коэффициента  $f$ , соответствующие различным состояниям прозрачности атмосферы, а затем сравнить их со значениями, полученными по самолетным данным.

Вычисленные таким образом значения коэффициента  $f$  по данным самолетных измерений приведены на рис. 4. Значения  $f$  на нижних уровнях соответствуют прозраčnostям атмосферы в диапазоне 0,50—0,60. Такое сопоставление интегральной прозрачности атмосферы и эмпирического коэффициента позволяет оценить значения прозрачности в зоне наиболее мощного выноса (данные ДС-6 США за 31 июля 1974 г.). Сравнение данных, представленных на рисунке, показывает, что даже на уровне 1500 м (заведомо выше возможного слоя облачности  $Cu$  trade) значения коэффициента  $f$  соответствует значению коэффициента интегральной прозрачности  $P_2 \approx 0,55$ .

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Аэрозоль в районе АТЭП и его радиационные свойства/К. Я. Кондратьев, О. Д. Бартенева, Л. Н. Дьяченко и др. — Труды ГГО, 1976, вып. 381, с. 67—130.
2. Дьяченко Л. Н. Влияние пылевых выносов на прозрачность атмосферы в тропической зоне Атлантического океана. — Труды ГГО, 1977, вып. 393, с. 44—50.
3. Дьяченко Л. Н. Некоторые закономерности изменения радиации в зависимости от прозрачности атмосферы и высоты Солнца. — См. наст. сб., с. 49—52.
4. Кондратьев К. Я., Прокофьев М. А. Опыт определения полного суточного радиационного притока тепла по данным АТЭП. — ДАН СССР, 1978, т. 242, № 4, с. 804—807.
5. Отчет III Международного совещания экспертов по Радиационной подпрограмме АТЭП 18—21 июня 1975 г. — Л.: изд. ГГО. — 213 с.
6. Carlson T. N., Prospero J. M. The large-scale movement of Saharan air outbreaks over the Northern Equatorial Atlantic. — J. Geophys. Res., 1972, vol. 11 N 2, p. 283—297.
7. GATE Report N 4, 1974, ICSU/WMO, Geneva.
8. Savoie D. L., Prospero J. M. Aerosol concentration statistics for the Northern Tropical Atlantic. — J. Geophys. Res., 1977, vol. 82, N 37, p. 5954—5964.



## НЕКОТОРЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ИЗМЕНЕНИЯ РАДИАЦИИ В ЗАВИСИМОСТИ ОТ ПРОЗРАЧНОСТИ АТМОСФЕРЫ И ВЫСОТЫ СОЛНЦА

На основании комплексных натуральных актинометрических измерений, проведенных на научно-исследовательских судах (НИС) в Атлантическом океане, с применением современных методов исследования изучается атмосферное ослабление солнечной радиации, приходящей к поверхности океана, за счет влияния пылевых вторжений.

Зависимость интенсивности радиации от высоты Солнца и прозрачности атмосферы при безоблачном небе для суши была исследована рядом авторов, результаты которых обобщила и дополнила З. И. Пивоварова [3].

Таблица 1

Прозрачность атмосферы	Градации	Число случаев	%
Высокая . . . . .	$\geq 0,75$	22	4,2
Нормальная . . . . .	0,70 . . . 0,75	179	34,2
Пониженная . . . . .	0,65 . . . 0,70	154	29,6
Сильно пониженная . . . . .	0,60 . . . 0,65	114	21,9
Низкая . . . . .	0,55 . . . 0,60	46	8,8
Очень низкая . . . . .	$\leq 0,55$	7	1,3
Всего . . . . .		522	100

Нас интересовал вопрос, как ведет себя солнечная радиация, пришедшая на поверхность океана через безоблачную атмосферу в периоды выносов пыли, т. е. когда действует в основном астрономический фактор, а циркуляционный проявляется через прозрачность атмосферы.

Были использованы данные шести судов (НИС) СССР, участвовавших в атлантико-тропическом эксперименте 1974 г., за все сроки наблюдений [1, 2]. Всего рассмотрено 522 случая. Распределение их по интервалам интегрального коэффициента прозрачности атмосферы  $P_2$  показано в табл. 1. Нетрудно видеть, что «нормальной» и «пониженной» прозрачности отвечают 333 случая (63,8%), а «сильно пониженной» — 114 случаев (21,8%). Число случаев наблюдений, соответствующих остальным состояниям прозрачности, значительно меньше. Поэтому случайные ошибки сред-

них значений интенсивности радиации неодинаковы для отдельных градаций прозрачности, так что дневной ход интенсивности радиации может быть построен более точно для прозрачности, близкой к средней, и менее точно — для предельных состояний атмосферы.

На рис. 1 показано семейство кривых, представляющих зависимость интенсивности прямой и рассеянной солнечной радиации от высоты Солнца. Кривые отвечают различным градациям изменения прозрачности и показывают хорошую нелинейную корреляцию радиации и высоты Солнца. Из рисунка хорошо видно, что

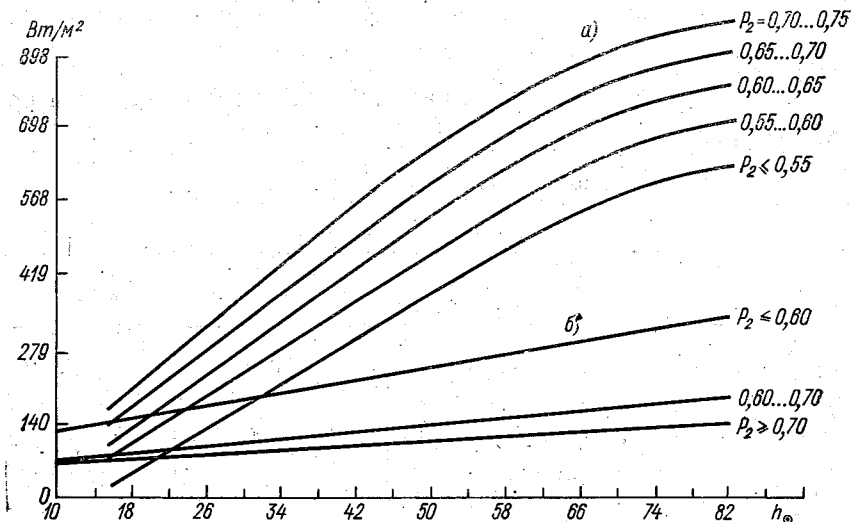


Рис. 1. Зависимость интенсивности радиации от высоты Солнца и прозрачности атмосферы  $P_2$ .

а — прямая радиация, б — рассеянная радиация.

при низких значениях прозрачности кривые имеют более пологий ход, чем при высоких. Чем выше прозрачность атмосферы, тем быстрее растет интенсивность радиации с высотой Солнца.

Ограниченное кривыми  $P_2 \geq 0,70$  и  $P_2 \leq 0,55$  пространство (рис. 1 а) представляет область наиболее возможных изменений интенсивностей радиации, которые могут наблюдаться над океаном в реальной атмосфере в течение дня. Из рисунка видно, что среднее состояние атмосферы (кривые, соответствующие «нормальному» и «пониженному» состоянию прозрачности атмосферы) находится не в середине этой области, а несколько смещено к верхней ее границе. Объясняется это тем, что за нормальное состояние прозрачности было принято не среднее из возможных, а наиболее часто наблюдаемое.

Полученные данные позволили построить формулы, описывающие зависимости (рис. 1) интенсивности прямой ( $S'$ ) и рассеянной ( $D$ ) солнечной радиации от высоты Солнца ( $h_{\odot}$ ):

$$S' = -a + bh + ch^2 + dh^3, \quad (1)$$

$$D = A + Bh, \quad (2)$$

где коэффициенты  $a, b, c, d$  и  $A, B$  определены для различных интервалов интегрального коэффициента прозрачности атмосферы  $P_2$ , приведенного к массе  $m=2$  (т. е.  $h_{\odot}=30^{\circ}$ ), и при ясном небе ( $\odot^2$ ).

Таблица 2

Интервалы изменения $P_2$	$a \cdot 10^3$	$b \cdot 10^2$	$c \cdot 10^2$	$d \cdot 10^2$
0,70 . . . 0,75	5,61	1,605	1,78	2,17
0,65 . . . 0,70	4,87	1,174	2,37	2,41
0,60 . . . 0,65	8,05	1,234	1,91	2,05
0,55 . . . 0,60	8,91	1,047	1,60	1,57
0,50 . . . 0,55	22,69	1,527	0,39	0,72

Таблица 3

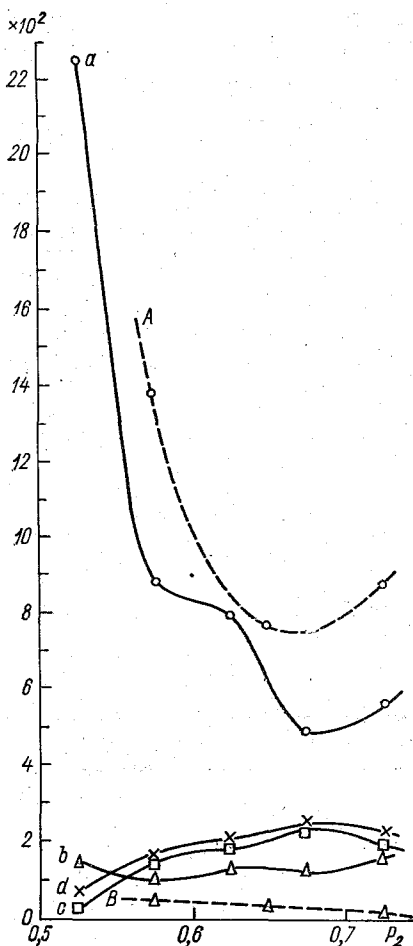
Интервалы изменения $P_2$	$A \cdot 10^2$	$B \cdot 10^2$
$\geq 0,70$	8,75	0,125
0,60 . . . 0,70	7,71	0,229
$\leq 0,60$	13,84	0,416

В табл. 2 и 3 приведены вычисленные коэффициенты уравнений (1) и (2) соответственно.

Из рис. 2 видно, что коэффициенты свободных членов уравнений  $a$  и  $A$  изменяются существенно и имеют большие абсолютные значения с максимумом при сильно запыленной атмосфере и минимумом при пониженной и нормальной. Характер изменения кривых для  $a$  и  $A$  имеет общую тенденцию к резкому падению этих величин при малых значениях  $P_2$ .

Коэффициенты вторых слагаемых  $b$  и  $B$  во всех интервалах прозрачности изменяются незначительно. Что же касается коэффициентов  $c$  и  $d$  в уравнении (1), то они близки как по своим значениям, так и по характеру кривой, имеющей максимальное значение в диапазоне прозрачности 0,65...0,70.

Следует отметить, что при больших высотах Солнца ( $\approx$  от  $50^{\circ}$ ) на результате сказываются два последних члена уравнения



(1), а при малых высотах Солнца наибольший вес имеют, по-видимому, первые два слагаемых.

Поток рассеянной радиации при одной и той же высоте Солнца тем больше, чем больше содержание аэрозоля в атмосфере. Кроме того, при больших высотах Солнца рост рассеянной радиации по мере увеличения мутности происходит быстрее, чем при сравнительно малых высотах. Сравняя зависимость интенсивности солнечной радиации от высоты Солнца и прозрачности атмосферы, полученную нами для океана, с аналогичной зависимостью, полученной С. И. Сивковым и З. И. Пивоваровой [3] для суши, видим, что характер зависимости сходен, хотя описывается различными математическими формулами. Полученная закономерность еще раз подтверждает постоянство интенсивности солнечной радиации для данной высоты Солнца и прозрачности атмосферы.

Рис. 2. Изменение коэффициентов уравнений (1) и (2) в зависимости от прозрачности атмосферы.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Аэрозоль в районе АТЭП и его радиационные свойства/К. Я. Кондратьев, О. Д. Бартечева, Л. И. Дьяченко и др. — Труды ГГО, 1976, вып. 381, с. 67—129.
2. Дьяченко Л. Н. Влияние пылевых выносов на прозрачность атмосферы в тропической зоне Атлантического океана. — Труды ГГО, 1977, вып. 393, с. 44—50.
3. Пивоварова З. И. Радиационные характеристики климата СССР. — Л.: Гидрометеиздат, 1977. — 335 с.

## НЕКОТОРЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ ДАННЫХ ОБ УГЛОВОЙ АНИЗОТРОПИИ ОТРАЖЕНИЯ ПОВЕРХНОСТИ ДЛЯ РАСЧЕТА ПОТОКА УКР

Актинометрические сканирующие приборы, устанавливаемые на ИСЗ, позволяют в короткий срок и эффективно проводить измерение поля уходящей коротковолновой радиации (УКР) на значительной территории Земли. Однако использование этой информации для климатологических целей связано с проблемой пересчета интенсивностей УКР, измеренных со спутника, в полусферические потоки или альbedo на уровне условной верхней границы атмосферы [2].

Исследования, выполненные различными авторами [1, 2, 7], показывают, что использование ламбертовой схемы перехода приводит к значительным погрешностям определения потока УКР по спутниковым данным и, следовательно, коротковолнового баланса системы Земля — атмосфера. Поэтому исследователями предпринимались попытки введения в эту схему соответствующего редуционного множителя, учитывающего угловую структуру отраженной от Земли радиации. Один из путей решения этой проблемы основан на данных измерений угловой анизотропии отражения подстилающей поверхности.

С помощью комплекса приборов [5, 6], созданного в ГГО и установленного на самолете-лаборатории Ил-18, в течение ряда лет проводились исследования угловой анизотропии отражения коротковолновой радиации от различных типов подстилающей поверхности и сплошной облачности [3, 4]. По индикатрисам относительной яркости, измеренным с самолета в различных азимутальных направлениях (в угле  $2\pi$  ср), рассчитывается коэффициент анизотропии отражения поверхности  $K_a(0, 0, i_{\odot})$ , определяемый как отношение альbedo поверхностей с реальным и изотропным угловым распределением радиации, имеющих равные коэффициенты яркости в надирном направлении ( $\beta(0, 0, i_{\odot})$ ):

$$K_a(0, 0, i_{\odot}) = \frac{A(i_{\odot})_{\text{реал}}}{A(i_{\odot})_{\text{изотр}}} \quad (1)$$

при

$$\beta(0, 0, i_{\odot})_{\text{реал}} = \beta(0, 0, i_{\odot})_{\text{изотр}} \quad (2)$$

В работе [4] показано, что коэффициент  $K_a(0, 0, i_{\odot})$  рассчитывается по формуле

$$K_a(0, 0, i_{\odot}) = \frac{1}{\pi} \int_0^{2\pi} \int_0^{\pi/2} \frac{B(\theta, \varphi, i_{\odot})}{B(0, 0, i_{\odot})} \cos \theta \sin \theta d\varphi d\theta, \quad (3)$$

где  $B(\theta, \varphi, i_{\odot})$  и  $B(0, 0, i_{\odot})$  — спектральные яркости поверхности в направлении визирования  $(\theta, \varphi)$  и надире соответственно при зенитном расстоянии Солнца  $i_{\odot}$ .

Рассмотрим возможность введения редуционного множителя для интенсивностей УКР, измеренных в подспутниковой точке, а затем в любом направлении. Покажем, что для измеренных в подспутниковой точке значений интенсивностей УКР редуционный множитель для пересчета их в поток УКР представляет произведение  $\pi K_a(0, 0, i_{\odot})$ . В выражении (1), заменяя альбедо на соответствующие потоки радиации  $F^{\uparrow}$  и  $F_{\downarrow}$ , получим

$$K_a(0, 0, i_{\odot}) = \frac{F^{\uparrow}(i_{\odot})_{\text{реал}}}{F^{\uparrow}(i_{\odot})_{\text{изотр}}} = \frac{F^{\uparrow}(i_{\odot})_{\text{реал}}}{\pi I^{\uparrow}(0, 0, i_{\odot})_{\text{изотр}}}. \quad (4)$$

По условию нормирования (выражение (2)) коэффициенты яркости в надире для реальной и ламбертовой поверхностей равны, т. е. равны и их интенсивности  $I^{\uparrow}(0, 0, i_{\odot})$  в надирном направлении:

$$I^{\uparrow}(0, 0, i_{\odot})_{\text{реал}} = I^{\uparrow}(0, 0, i_{\odot})_{\text{изотр}}. \quad (5)$$

Учитывая это и соотношение (4), получим, что

$$F^{\uparrow}(i_{\odot}) = \pi K_a(0, 0, i_{\odot}) I^{\uparrow}(0, 0, i_{\odot}) = K_p(0, 0, i_{\odot}) I^{\uparrow}(0, 0, i_{\odot}), \quad (6)$$

где  $K_p(\theta, 0, i_{\odot})$  — редуционный множитель для перехода от интенсивности в подспутниковой точке  $I^{\uparrow}(\theta, 0, i_{\odot})$  к полусферическому потоку на верхней границе атмосферы  $F^{\uparrow}(i_{\odot})$ .

Расчет полусферического потока УКР по значению интенсивности, измеренной в произвольном направлении визирования  $(\theta_i, \varphi_i)$  при зенитном расстоянии Солнца  $i_{\odot}$ , производится по аналогичной выражению (6) формуле

$$F^{\uparrow}(i_{\odot}) = K_p(\theta_i, \varphi_i, i_{\odot}) I^{\uparrow}(\theta_i, \varphi_i, i_{\odot}), \quad (7)$$

где  $K_p(\theta_i, \varphi_i, i_{\odot})$  — редуционный множитель для перехода от интенсивности УКР в направлении  $(\theta_i, \varphi_i)$  к полусферическому потоку УКР на верхней границе атмосферы. Он представляет собой функцию, зависящую от углов визирования  $\theta$  и  $\varphi$ , азимутального расстояния Солнца  $i_{\odot}$  и, естественно, от типа подстилающей поверхности. Для характерных типов подстилающей поверхности его можно получить и затабулировать, имея данные измерений индикатрис яркости в различных азимутальных направлениях.

Для определения  $K_p(\theta_i, \varphi_i, i_{\odot})$  необходимо вычислить коэффициент анизотропии отражения  $K_a(\theta_i, \varphi_i, i_{\odot})$  (при закрепленных параметрах  $\theta_i$  и  $\varphi_i$ ). Последний рассчитывается по относительным индикатрисам яркости, отнесенным не к надире, а к выбранному

направлению визирования  $(\theta_i, \varphi_i)$ , т. е. вычисляется по аналогичной выражению (3) формуле

$$K_a(\theta_i, \varphi_i, i_\odot) = \frac{1}{\pi} \int_0^{2\pi} \int_0^{\pi/2} \frac{B(\theta, \varphi, i_\odot)}{B(\theta_i, \varphi_i, i_\odot)} \cos \theta \sin \theta d\varphi d\theta. \quad (8)$$

Покажем, что для расчета редукционного множителя  $K_p(\theta_i, \varphi_i, i_\odot)$  используются полученные нами коэффициенты анизотропии отражения  $K_a(0, 0, i_\odot)$ . Для этого числитель и знаменатель подынтегрального выражения в формуле (8) умножим на  $B(0, 0, i_\odot)$  и вынесем за знак интеграла постоянный множитель  $B(0, 0, i_\odot)/B(\theta_i, \varphi_i, i_\odot)$ . После такого преобразования, учитывая соотношение (3), получим

$$K_a(\theta_i, \varphi_i, i_\odot) = \frac{B(0, 0, i_\odot)}{B(\theta_i, \varphi_i, i_\odot)} K_a(0, 0, i_\odot) = \frac{K_a(0, 0, i_\odot)}{f(\theta_i, \varphi_i, i_\odot)}, \quad (9)$$

где принято обозначение  $f(\theta_i, \varphi_i, i_\odot) = B(\theta_i, \varphi_i, i_\odot)/B(0, 0, i_\odot)$ . Следовательно, редукционный множитель  $K_p(\theta_i, \varphi_i, i_\odot)$  определяется выражением

$$K_p(\theta_i, \varphi_i, i_\odot) = \frac{\pi K_a(0, 0, i_\odot)}{f(\theta_i, \varphi_i, i_\odot)} = \frac{K_p(0, 0, i_\odot)}{f(\theta_i, \varphi_i, i_\odot)}, \quad (10)$$

т. е. определяется как отношение редукционного множителя  $K_p(0, 0, i_\odot)$  и относительной яркости  $f(\theta_i, \varphi_i, i_\odot)$ , измеренной в направлении  $(\theta_i, \varphi_i)$ .

Из выражений (7) и (10) следует, что полусферический поток УКР на границе атмосферы вычисляется через интенсивность радиации, измеренной в направлении визирования  $(\theta_i, \varphi_i)$  по формуле

$$F^\dagger(i_\odot) = \frac{K_p(0, 0, i_\odot)}{f(\theta_i, \varphi_i, i_\odot)} I^\dagger(\theta_i, \varphi_i, i_\odot). \quad (11)$$

Измерения относительных спектральных индикатрис яркости, полученные в научных полетах самолета-лаборатории Ил-18, позволили провести расчеты значений редукционного множителя в отдельных спектральных интервалах для различных типов подстилающей поверхности и сплошной облачности. В табл. 1 приведены значения редукционного множителя  $K_p(0, 0, i_\odot)$  для пустыни, сплошной облачности, снежного и растительного покровов в отдельных участках спектра, полученные по измерениям индикатрис спектральной яркости на высотах полета 200 и 8000 м в широком диапазоне изменения зенитных углов Солнца.

Для подстилающей поверхности, отражающей по закону Ламберта, редукционный множитель  $K_p(0, 0, i_\odot)$  равен 3,14. Для реальных подстилающих поверхностей, как это следует из анализа данных таблицы, значение его может варьировать в широких пре-





делах (от 3,06 до 7,06) в зависимости от высоты Солнца и спектрального интервала.

Таким образом, для перехода от спектральной интенсивности, измеренной из космоса в надирном направлении, к полусферическому потоку на верхней границе атмосферы можно использовать редуциционные множители, представленные в табл. 1. Для аналогичного пересчета по интенсивности, измеренной в любом угле визирования, необходимы сведения об относительной яркости ( $f(\theta_i, \varphi_i, i_{\odot})$ ), которые можно получить из данных самолетных измерений. Для этого необходимо провести осреднение относительных спектральных индикатрис по соответствующим участкам и табулирование полученных  $f(\theta, \varphi, i_{\odot})$  по углам  $\theta$  и  $\varphi$ .

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Кондратьев К. Я. Спутниковая климатология. — Л.: Гидрометеоздат, 1971. — 63 с.
2. Кондратьев К. Я., Дьяченко Л. Н., Винников К. Я. Климатология радиационного баланса Земли на современном этапе. — В кн.: Проблемы физики атмосферы. Л., Изд-во ЛГУ, 1969, № 7, с. 21—61.
3. Кондратьев К. Я., Корзов В. И. Исследование угловой анизотропии отражения коротковолновой радиации от различных типов подстилающей поверхности и сплошной облачности. — В кн.: Радиационные процессы в атмосфере и на земной поверхности. Л., Гидрометеоздат, 1979, с. 146—151.
4. Корзов В. И. Самолетные спектральные измерения углового распределения отраженной коротковолновой радиации от слоистообразной облачности. — Труды ГГО, 1973, вып. 317, с. 17—27.
5. Корзов В. И., Красильщиков Л. Б. Самолетные приборы для измерения отражения. Спектральный индикатометр. — Труды ГГО, 1972, вып. 275, с. 219—225.
6. Корзов В. И., Красильщиков Л. Б. Самолетные приборы для измерения отражения. Спектральный альбедометр. — Труды ГГО, 1973, вып. 295, с. 200—204.
7. Шифрин К. С., Коломийцев В. Ю., Пятовская Н. П. Определение потока уходящей коротковолновой радиации с помощью искусственного спутника Земли. — Труды ГГО, 1964, вып. 166, с. 24—53.

*К. Я. Кондратьев, П. П. Федченко*

### ДИСТАНЦИОННОЕ ОПРЕДЕЛЕНИЕ ПЛОЩАДЕЙ С ПОВРЕЖДЕННЫМИ И ПОГИБШИМИ ПОСЕВАМИ ОЗИМЫХ КУЛЬТУР

Данные, полученные весной, по состоянию посевов на территории области, края, республики и всей страны служат основой для составления прогноза озимых культур [7]. Кроме того, такие данные необходимы руководящим, планирующим и сельскохозяйственным органам для принятия решений, направленных на рациональное использование земель, на которых погибли в результате

перезимовки посевы сельскохозяйственных культур. К таким мероприятиям относятся: перепахка озимых с дальнейшим засевом этих полей яровыми культурами, подкормка удобрениями и т. д. Разумеется, эти мероприятия принесут наибольшую пользу только тогда, когда соответствующие руководящие органы будут иметь точную, полученную за максимально короткий срок информацию о состоянии посевов.

В настоящее время определение площадей поврежденных и погибших посевов осуществляется визуальным способом по данным выборочных обследований. Для этих целей имеется ряд методических пособий (см., например, [1, 3, 4, 9]). Все эти работы явились основой для создания единого руководства по проведению визуальных авиамаршрутных агрометеорологических обследований [8], которое применяется в настоящее время в системе Госкомгидромета для оценки состояния растительности.

Таблица 1

Шкала определения степени повреждения озимых посевов при обследованиях в ранне-весенний период

Отличительные признаки	Степень повреждения посевов	Цифровые обозначения
Все поле темно-зеленое . . . . .	Повреждений нет	5
Имеются небольшие участки (менее 1/5 площади) с бурым цветом травостоя . . . . .	Слабая	4
На значительной части поля, составляющей около 1/3 площади, цвет травостоя бурый . . . . .	Значительная	3
На большей части поля цвет травостоя бурый . . . . .	Сильная	2
На всем поле цвет травостоя бурый . . . . .	Очень сильная	1

Сущность способа оценки состояния посевов, согласно [8], заключается в следующем. Два-три наблюдателя, находящиеся на борту самолета, осматривают посевы сельскохозяйственных культур и визуально оценивают их состояние. В основу характеристики состояния берется цвет травостоя, который оценивается по пятибалльной шкале, приведенной в табл. 1, заимствованной из [8].

Серьезным недостатком применения данного способа является, в частности, субъективизм и малая точность получаемых результатов. Разнообразие цветов озимых культур, являющихся количественным показателем их состояния, порождает необходимость точной номенклатуры цвета посевов. Это значит, что любой цвет растительного покрова должен быть охарактеризован количественным индикатором. При этом важнее располагать не словесным определением цвета растительности (бурая или зеленая), а его объективной количественной характеристикой, полученной на основе известной методики колориметрии. Для расчета колориметрических индексов необходимы данные по спектральной отража-

тельной способности здоровых и погибших растений, измеренной в видимой области спектра и представленной в форме спектральных коэффициентов яркости (СКЯ).

В этой связи нами были выполнены соответствующие измерения, чтобы проиллюстрировать применение количественной колориметрии для решения задачи оценки состояния посевов озимых культур после перезимовки.

Определение спектральных коэффициентов яркости (СКЯ) погибших и здоровых растений производилось по наземным и вертолетным измерениям. Для наземных измерений в посеве отдельных полей были подобраны 44 делянки с полностью погибшими растениями и 32 — со здоровыми, над которыми производились измерения. Исследуемые делянки были настолько густыми, что почва, находящаяся под растениями, не оказывала влияния на СКЯ растений, т. е. СКЯ как погибших, так и здоровых растений был получен в чистом виде. Измерения производились также над 21 делянкой с почвой, полностью лишенной растительности.

Для вертолетных измерений были выбраны отдельные поля с поврежденным растительным покровом в Калужской области.

Спектрофотометрирование производилось с помощью линзового фотометра, имеющего угол зрения  $20^\circ$  [5]. Монохроматизация излучения осуществлялась интерференционными светофильтрами с максимумами пропускания на длинах волн: 400, 450, 500, 550, 600, 650, 700 и 750 нм. Эталоном служило молочное стекло МС-13. Известно, что при измерении СКЯ объектов с вертолета строго не выдерживаются условия освещения объекта и эталона из-за вращающегося над эталоном винта. Дополнительные исследования показали, что вносимая винтом вертолета погрешность при определении СКЯ незначительна и составляет всего около 5% [6].

Для работы приемное устройство прибора выставлялось из кабины пилота на специальной штанге на расстояние 90...100 см. Были максимально выдержаны постоянные условия наблюдений, т. е. фотометрирование объекта и эталона производилось при одинаковой освещенности одним и тем же прибором, одними и теми же лицами.

Выбор конкретного поля для фотометрирования производил руководитель полетов, находящийся на борту вертолета. Подобранные для измерения поле указывалось пилоту, который обеспечивал точное прохождение вертолета над этим полем. Профотометрированный объект отмечался в бортжурнале под очередным номером. Высота съемки колебалась в пределах 120...150 м. Всего было измерено 47 полей. Все наблюдения, как наземные, так и вертолетные, производились только при ясной погоде при высотах Солнца не менее  $40^\circ$ .

На рис. 1 представлены спектральные кривые отражения почв и растений (погибших и здоровых). Из рисунка следует, что спектральные кривые отражения зеленых и погибших растений значительно различаются между собой. Форма спектральной кри-

вой отражения здоровых растений характеризуется наличием максимума в зеленой области спектра и двух минимумов в сине-фиолетовой и красной областях, тогда как спектральная кривая отражения погибших растений определяется в основном монотонным подъемом от фиолетовой области до красной и по своему виду напоминает форму кривой отражения почв.

По наземным измерениям СКЯ почв и растений (погибших и здоровых) были рассчитаны координаты цвета, количественно характеризующие цвет посева. Процедура расчета состоит в следующем. Вся кривая спектрального отражения разбивается на узкие интервалы (обычно  $\Delta\lambda$  равно 10 или 20 нм) и предполагается

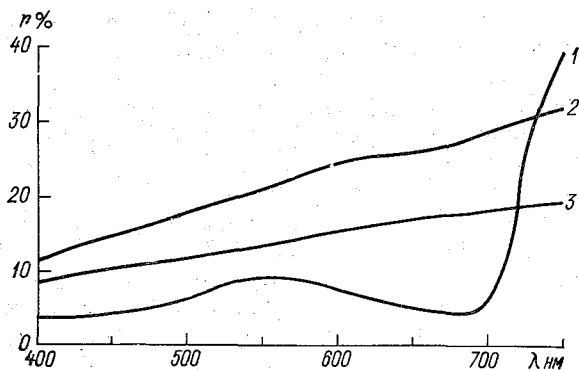


Рис. 1. Спектральные кривые отражения здоровых (1), погибших (2) растений и почв (3).

постоянство коэффициента яркости для каждого интервала с эффективной длиной волны  $\Delta\lambda_{\text{ср}}$ , соответствующей середине интервала:

$$\lambda_{\text{ср}} = \frac{\lambda_i + \lambda_{i+1}}{2}, \quad (1)$$

где  $\lambda_i$  и  $\lambda_{i+1}$  — длины волн, соответствующие границам интервала.

Затем находят цветные координаты  $X_j$  ( $j=1, 2, 3$ ) по формуле

$$X_j = \sum_{i=1}^{i=n} r(\lambda_i) S(\lambda_i) \bar{x}_j^*(\lambda_i) \Delta\lambda_i, \quad (2)$$

где  $S(\lambda_i)$  — спектральная интенсивность излучения, падающего на исследуемую поверхность в участке спектра  $\Delta\lambda_i$ ;  $\bar{x}_j^*(\lambda_i)$  — удельные координаты цвета для того же спектрального участка;  $r(\lambda_i)$  — СКЯ исследуемого объекта;  $n$  — число участков спектра.

Для нахождения цветных индексов необходимо знать спектральный состав излучения, падающего на исследуемый объект.

Международной комиссией по освещению стандартизованы излучения: *A*, *B*, *C* и *D*. Производить цветовые расчеты с учетом этих источников излучения нет необходимости: достаточно выполнить обработку данных применительно к одному из источников.

В наших расчетах использовался стандартный источник излучения  $D_{65}$ , спектральный состав которого хорошо согласуется с суммарной радиацией. Спектральная интенсивность источника  $D_{65}$  и значение удельных координат  $\bar{x}_j(\lambda_i)$  заимствованы из работы [1].

В табл. 2 приведены колориметрические индексы и их среднеквадратические отклонения, рассчитанные со спектральным коэффициентом яркости исследуемых нами объектов, которые были получены по данным наземных измерений. Из таблицы следует,

Таблица 2

Координаты цвета растений и почв, рассчитанные по спектральным кривым отражения (наземные измерения)

Поверхность	Объем выборки	Координаты цвета		
		$X_1$	$X_2$	$X_3$
Погибшие растения . . . . .	44	$22,40 \pm 1,47$	$23,26 \pm 1,31$	$17,78 \pm 1,22$
Здоровые растения . . . . .	32	$7,12 \pm 0,54$	$8,10 \pm 0,61$	$4,68 \pm 0,37$
Почва . . . . .	21	$13,70 \pm 0,42$	$13,57 \pm 0,51$	$11,10 \pm 0,40$

что цветовые координаты погибших и здоровых растений в значительной степени различаются между собой. Это указывает на то, что по значению колориметрических индексов можно определять доли площадей, занятых погибшими и здоровыми растениями, а также почвой, просвечивающейся сквозь растения:

$$\bar{X}_j = \sum_{k=1}^3 S_k X_{jk},$$

$$\sum S_k = 1, \quad (3)$$

где  $X_j$  — цветовая координата системы почва — растительность (погибшая и здоровая);  $X_{jk}$  — цветовая координата почвы и растений;  $S_k$  — доля площади, занимаемая почвой и растениями (погибшими и здоровыми).

Соотношение (3) можно рассматривать как линейную систему четырех уравнений относительно площадей  $S_k$ , занятых погибшими и здоровыми растениями, а также почвой, просвечивающейся сквозь растения. Подставляя в соотношение (3) значения координат цвета  $X_1$  и  $X_2$  почвы и растений (погибших и здоровых), взятые из табл. 3, можно найти площадь погибших растений, т. е. количественно оценить состояние озимой культуры на конкретном поле, в районе, области и т. д. Причем в нашем случае достаточно решить систему двух уравнений.

В табл. 3 представлены результаты расчетов площадей погибших и здоровых растений, вычисленные по данным вертолетных измерений на отдельных полях Калужской области, Малоярославецкого района. Из таблицы видно, что некоторые исследуемые поля в значительной степени повреждены в результате перезимовки. Так, поля 4, 11, 13, 16 погибли почти полностью, поля 6, 10, 21, 22, 31, 44 требуют срочных мер по улучшению их качества. И только небольшая часть полей осталась практически неповрежденной.

Таким образом, предлагаемый способ позволяет в реальном масштабе времени получать информацию о состоянии посевов

Таблица 3

Результаты расчетов площадей (%) озимых культур, имеющих различную степень повреждения

№ поля	Площадь, занятая		№ поля	Площадь, занятая	
	погибшими растениями	здоровыми растениями		погибшими растениями	здоровыми растениями
1	19	65	25	8	71
2	17	66	26	8	81
3	4	84	27	22	36
4	56	15	28	13	67
5	25	39	29	16	66
6	32	37	30	12	73
7	22	44	31	27	31
8	6	80	32	22	38
9	25	31	33	32	40
10	30	41	34	16	59
11	61	12	35	7	81
12	9	79	36	26	39
13	49	17	37	27	41
14	26	35	38	6	76
15	27	37	39	17	46
16	54	21	40	11	70
17	11	74	41	12	66
18	22	39	42	16	59
19	12	77	43	22	39
20	21	29	44	30	36
21	28	35	45	27	60
22	32	30	46	29	51
23	21	35	47	7	72
24	22	36		16	46

и размерах площадей с поврежденными и погибшими озимыми культурами отдельно по областям, экономическим районам и республикам, а также в целом по территории СССР.

Возникает вопрос о точности предлагаемого способа. Для этой цели нами был выполнен дополнительный эксперимент. Он заключался в следующем. В посеве озимой культуры было подобрано 22 делянки, на которых подсчитывалось число погибших и здоровых растений. Площадь, занятая погибшими и здоровыми растениями, определялась следующим образом. Делянка, содержащая такое количество растений, что сквозь них не просвечивается почва, принималась за 100 %, а доля погибших и здоровых растений на других делянках выражалась в процентах от максимальной. Затем на этих делянках измерялись СКЯ для расчета колориметрических индексов, по которым находилась площадь, занятая погибшими и здоровыми растениями на этих же делянках.

Приведем площади погибших растений, рассчитанные традиционным методом ( $S_T$ ) и по цветовым координатам ( $S_C$ ):

$S_T$ . . . . .	100	100	100	100	100	25	4	7	9	60	22
$S_C$ . . . . .	100	97	100	96	98	32	21	13	13	75	23
$S_T$ . . . . .	37	15	16	33	41	5	6	72	75	25	21
$S_C$ . . . . .	35	19	31	36	45	10	16	77	39	28	26

Из этих данных следует, что правильный процент совпадения площадей с погибшими растениями, вычисленный этими способами, составляет в большинстве случаев 90...95 %. Вместе с тем имеют место и существенные расхождения, которые, по-видимому, нельзя отнести только за счет несовершенства нашего способа.

Выполненные исследования показали, что использование объективной количественной характеристики цвета посевов открывает перед специалистами сельского хозяйства широкие возможности определения размеров площадей с погибшими и поврежденными озимыми культурами ко времени возобновления весенней вегетации растений на больших площадях. Информацию, получаемую с помощью этого способа, используют в прогностических зависимостях между площадью с погибшими посевами озимых культур после перезимовки и агрометеорологическими условиями за пройденный к моменту составления прогноза период зимы [7].

Дальнейшее развитие настоящего способа должно быть направлено на разработку более совершенной спектрофотометрической аппаратуры, которая позволяла бы производить обработку экспериментального материала непосредственно на борту летательного аппарата.

Авторы считают своим приятным долгом поблагодарить Ю. Е. Самсонова за участие в экспериментальных работах.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Борисоглебский Г. И. Методическое пособие по авиаобследованию озимых и ранних яровых культур. — М.: Гидрометеиздат, 1965. — 28 с.

2. Джадд Д., Вышецки Г. Цвет в науке и технике. — М.: Мир, 1978. — 592 с.
3. Дмитренко В. П. Об основах метода аэровизуальных агрометеорологических наблюдений. — Труды УкрНИГМИ, 1969, вып. 84, с. 104—115.
4. К методике аэровизуальных агрометеорологических наблюдений/ В. П. Дмитренко, И. Г. Грушка, А. Я. Короткова, И. Н. Мазурик. — Труды УкрНИГМИ, 1967, вып. 68, с. 32—46.
5. Кондратьев К. Я., Федченко П. П. Спектральная отражательная способность некоторых сорняков. — ДАН СССР, т. 248, № 6, 1979, с. 1318—1320.
6. Кондратьев К. Я., Федченко П. П. Дневной ход спектральной отражательной способности растительности и почв. — Исследование Земли из космоса, 1980, № 4, с. 40—47.
7. Моисейчик В. А. Составление долгосрочных агрометеорологических прогнозов перезимовки озимых культур на территории областей, республик и в целом по СССР (Методическое указание). — Л.: Гидрометеиздат, 1978. — 77 с.
8. Руководство по проведению визуальных авиамаршрутных агрометеорологических обследований/Отв. ред. Б. И. Огородников. — М.: Гидрометеиздат, 1971. — 104 с.
9. Свисюк И. В. Опыт обследования озимых с вертолета. — Информ. письмо № 10. М., Гидрометеиздат, 1964. — 38 с.

*К. Я. Кондратьев, П. П. Федченко*

## ОПЫТ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ЗАСОРЕННОСТИ СЕЛЬСКОХОЗЯЙСТВЕННЫХ ПОЛЕЙ В ВЕСЕННИЙ ПЕРИОД

Знание степени засоренности сельскохозяйственных полей весной является исключительно важным условием для дифференцированного применения агротехнических приемов обработки почвы в борьбе с сорняками. К таким приемам относятся боронование, культивация, дискование, перепашка и др. Своевременное и правильное применение указанных приемов в значительной степени уменьшает количество сорняков и увеличивает урожай сельскохозяйственных культур (табл. 1). Разумеется, все эти приемы при-

Таблица 1

**Засоренность посевов и урожайность яровой пшеницы в зависимости от предпосевной обработки темно-серой лесной почвы [8]**

Обработка почвы	Число сорняков, шт/м <sup>2</sup>	Урожайность, т/га
Боронование зяби . . . . .	257	0,128
Боронование зяби+культивация с боронованием . . .	184	0,155
Боронование зяби+две культивации с боронованием .	121	0,162



несут наибольшую пользу только тогда, когда соответствующие руководящие органы будут обеспечены точной, полученной в максимально короткий срок информацией о засоренности полей. Понятно, что из-за кратковременности предпосевного периода с помощью существующих традиционных методов [4, 6...9] невозможно быстро и в короткий срок получить информацию о засоренности полей на огромной территории.

В этой связи весной 1980 г. нами были выполнены специальные исследования по разработке инструментального, дистанционного способа учета засоренности полей, основанного на изучении спектральной отражательной способности системы почва — сорная растительность, измеренной в форме спектральных коэффициентов яркости (СКЯ).

Сущность предлагаемого способа заключается в следующем. Фотометром, установленным на борту летательного аппарата (самолета, вертолета), измеряют в направлении нормали (относительным методом) в двух участках спектра СКЯ системы почва — сорная растительность. Затем по известным СКЯ сорняков (которые измеряются в наземных условиях) и СКЯ почвы находят степень покрытия площади сорняками, выраженную в процентах к общей площади исследуемого поля.

Определение СКЯ сорной растительности и почв производилось по наземным и вертолетным измерениям. Для наземных исследований на засоренном поле было подобрано 24 делянки размером около 0,5×0,5 м с сорной растительностью, над которыми производились измерения. На делянках почва, находящаяся под растениями, не просвечивалась, не оказывая тем самым влияния на СКЯ растений. На каждой из измеряемых площадок находилось от 1 до 5 или 6 видов сорняков, среди которых были пырей ползучий, осот полевой, хвощ полевой, мать-и-мачеха, марь белая, овсюг обыкновенный, пикульник, горчица полевая и др.

Для вертолетных наблюдений подбирались вспаханные осенью сельскохозяйственные поля, на которых появились массовые всходы сорняков, а также заборонированные поля, полностью лишённые растительности. Высота полета во время измерений составляла 100...120 м.

Спектрофотометрирование производилось с помощью линзового фотометра, имеющего угол зрения 20° [3], монохроматизация излучения — с помощью интерференционных светофильтров. Опыт работы показал [3], что наиболее информативными участками спектра для решения настоящей задачи являются 650 и 840 нм.

Обработка результатов измерений заключалась в нахождении СКЯ исследуемых объектов, по которым определялась степень покрытия площади, занятой сорняком. Значение СКЯ объекта рассчитывалось по формуле

$$r = \frac{B}{B_0} r_0, \quad (1)$$

где  $B$  и  $B_0$  — яркость объекта и эталона соответственно,  $r_0$  — СКЯ эталона.

Поскольку в поле зрения фотометра, установленного на борту летательного аппарата, попадает часть растительности и часть почвы, то в дальнейшем задача сводилась к нахождению площади, занятой отдельно сорняком и отдельно почвой, по измеренному значению СКЯ системы почва — растительность  $r_{пр}$ :

$$r_{пр} = S_1 r_c + S_2 r_{п}. \quad (2)$$

Здесь  $r_c$  и  $r_{п}$  — СКЯ сорняка и почвы соответственно;  $S_1$  и  $S_2$  — площадь, занятая сорняком и почвой соответственно.

Учитывая, что

$$S_1 + S_2 = 1,$$

соотношение (2) запишем следующим образом:

$$r_{пр} = S_1 r_c + (1 - S_1) r_{п}. \quad (3)$$

Отсюда находим

$$S_1 = \frac{r_{пр} - r_{п}}{r_c - r_{п}}. \quad (4)$$

Заменяя в формуле (4)  $r$  на  $\kappa = 840/650$ , окончательно получим

$$S_1 = \frac{\kappa_{пр} - \kappa_{п}}{\kappa_c - \kappa_{п}}. \quad (5)$$

По формуле (5) по результатам вертолетных измерений нами были рассчитаны площади, занятые сорными растениями, и построена карта засоренности полей колхоза «45 лет Октября» Юхновского района, Калужской области (рис. 1). Для расчета принимались значения  $\kappa_c = 7,50 \pm 0,32$ , осредненные по 24 наземным измерениям сорной растительности, и  $\kappa_{п} = 1,16 \pm 0,05$ , осредненные по 10 измерениям.

Цифры в прямоугольниках, обозначающих поля на приведенной нами карте, означают степень покрытия площади сорняками, выраженную в процентах к общей площади исследуемого поля.

Следует заметить, что расчет  $S_1$  можно было бы выполнить и по формуле (4). Для этого достаточно измерить СКЯ в одном участке спектра, где контраст системы почва — растительность максимальный [1]. Однако вариации СКЯ как растительности, так и почв в этом случае значительно сильнее, чем их отношения [1, 2, 5], что будет отрицательно сказываться на точности измерения  $S_1$ .

Карты засоренности полей, составленные по спектрам отражения, характеризуют суммарное покрытие площади всеми сорняками. Поэтому такие карты необходимы в первую очередь специалистам сельского хозяйства для своевременной организации агротехнических и химических мер борьбы с сорняками, внесения некоторых изменений в размещении сельскохозяйственных культур, правильного выбора приемов и орудий предпосевной обработки почвы и т. д. Относительно небольшое проективное покрытие площади, занятой сорняками, на приведенной нами карте, по-

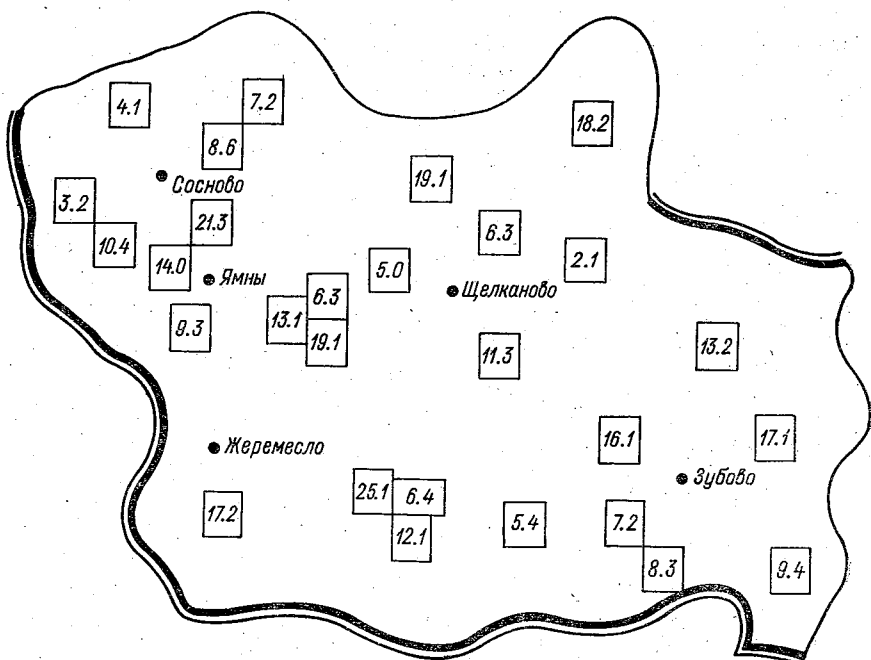


Рис. 1. Карта засоренности полей колхоза «45 лет Октября».

видимому, нельзя рассматривать как какие-то нормы засорения, определяющие, где нужно и где не нужно применять соответствующие приемы борьбы с сорняками. Наличие на исследуемых полях незначительного содержания сорной растительности является четким стимулом к их уничтожению, не допуская тем самым большего их распространения.

Представленная нами карта засоренности полей является первой попыткой решения задачи учета наличия сорняков на сельскохозяйственных полях дистанционным способом. Применение предлагаемого способа позволит специалистам сельского хозяйства значительно ускорить процесс картирования засоренности полей, избавит их от субъективизма, а также позволит значительно сократить объем полевых работ.

Основное преимущество настоящего способа заключается в том, что составление карт засоренности занимает очень мало времени.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Беляева И. П., Рачкулик В. И., Ситникова М. В. Отражательные свойства деятельной поверхности пустынных пастбищ.—Труды САРНИГМИ, 1966, вып. 26(41), с. 49—59.

2. Васильев О. Б., Федченко П. П. Спектральные отражательные свойства почв Украины и Молдавии по натурным и лабораторным измерениям.— Труды ИЭМ, 1976, вып. 7(66), с. 23—31.

3. Кондратьев К. Я., Федченко П. П. Спектральная отражательная способность некоторых сорняков.— ДАН СССР, 1979, т. 248, № 6, с. 1318—1320.

4. Либерштейн И. Об учете засоренности полей.— Сельское хозяйство Молдавии, 1973, № 6, с. 33—34.

5. Рачкулик В. И., Ситникова М. В. О связи зеленой массы пшеницы с урожаем зерна.— Труды САРНИГМИ, 1972, вып. 64(79), с. 91—94.

6. Рекомендации по составлению карт засоренности полей и использованию их при разработке мер борьбы с сорняками.— М.: Россельхозиздат, 1968—12 с.

7. Руководство по учету и картированию засоренности полей.— Уфа, 1975.— 20 с.

8. Татарина Н. Я., Козлов Г. Е., Беляев В. А. Борьба с сорняками в Нечерноземной зоне.— М.: Россельхозиздат, 1980.— 191 с.

9. Фисюнов А. В., Матюха Л. А. Особенности методики картирования засоренности посевов и почвы.— Бюллетень Всесоюзного научно-исследовательского института кукурузы, 1972, вып. 5—6 (28—29), с. 51—54.

*А. Д. Егоров*

## ЗОНДИРОВАНИЕ АТМОСФЕРЫ ОПТИЧЕСКИМИ СИСТЕМАМИ

14

Поток излучения, рассеянного в обратном направлении в результате посылки в атмосферу зондирующего светового импульса, связан с показателем обратного рассеяния  $r(\pi)$  и коэффициентом пропускания  $\tau$  уравнением

$$\Phi(l_n, l) = Pf(l - l_n) r(\pi, l) \tau^2(l_n, l). \quad (1)$$

Здесь  $l_n, l$  — положения в пространстве приемопередатчика и рассеивающего объема соответственно;  $P$  — постоянная устройства;  $f$  — его геометрический фактор.

Для отдельно взятого устройства, положение которого в пространстве фиксировано, уравнение (1) является многопараметрическим и может быть решено относительно входящих в него оптических параметров лишь в частных случаях.

Для решения проблемы в общем случае предлагается применять оптические системы, когда положение приемопередатчика в пространстве не фиксируется, с чем связано отличие формы записи уравнения (1) от принятой [2].

Замкнутое решение уравнения (1) существует в рамках одномерной постановки задачи, когда уравнение (1) записывается в виде

$$\Phi(l_n, l) = Pf(l - l_n) r(\pi, l) \exp\left\{-2 \int_{l_n}^l \mu'(l') dl'\right\}, \quad (2)$$

где  $l_n, l$  — положения приемопередатчика и рассеивающего объема

соответственно на трассе зондирования;  $\mu'$  — натуральный показатель ослабления. В частности, для натурального показателя ослабления имеем выражение

$$\mu'(l_n) = \mu'_0 - \frac{1}{l_*} + \frac{1}{2} \left\{ \frac{\partial}{\partial l_n} \ln \Phi(l_n, l) + \int_{l-l_n}^{l_*} \frac{\partial^2}{\partial l'_n \partial l'} \ln \Phi(l'_n, l') d(l' - l'_n) \right\}, \quad (3)$$

где  $l_*$  — заданная величина,  $\mu'_0$  — постоянная, с точностью до которой определяется искомый параметр. Для определения геометрического фактора  $f(l-l_n)$  получаем уравнение

$$\frac{d^2 \ln f(l-l_n)}{d(l-l_n)^2} = - \frac{\partial^2 \ln \Phi(l_n, l)}{\partial l_n \partial l}. \quad (4)$$

Уравнение (2) выписано для случая  $l > l_n$ . При  $l'_n > l$  это уравнение переписывается следующим образом:

$$\Phi(l'_n, l) = Pf(l'_n - l)r(\pi, l) \exp \left\{ -2 \int_l^{l'_n} \mu'(l') dl' \right\}. \quad (5)$$

Уравнения (2), (5) можно решить совместно:

$$\mu'(l) = \mu'_0 - \frac{1}{l_*} + \frac{1}{4} \left\{ \frac{\partial}{\partial l} \ln \Phi(l'_n, l) - \frac{\partial}{\partial l} \ln \Phi(l_n, l) - \int_{l'_n-l}^{l_*} E(l') dl' - \int_{l-l_n}^{l_*} E(l') dl' \right\}, \quad (6)$$

где вводится обозначение

$$E(l-l_n) = - \frac{\partial^2 \ln \Phi(l_n, l)}{\partial l_n \partial l}. \quad (7)$$

Возможно совместное решение уравнений (2), (5) относительно показателя обратного рассеяния:

$$\frac{d \ln r(\pi, l)}{dl} = \frac{1}{2} \left\{ \frac{\partial \ln \Phi(l_n, l)}{\partial l} + \frac{\partial \ln \Phi(l'_n, l)}{\partial l} + \frac{\partial \ln f(l'_n - l)}{\partial (l'_n - l)} - \frac{\partial \ln f(l - l_n)}{\partial (l - l_n)} \right\}. \quad (8)$$

В плане технической реализации соотношения (8) следует указать работу [1].

Найденное решение (3) не является дистанционным. Дистанционность решений (6), (8) ограничена: искомые параметры определяются на отрезке  $[l_n, l'_n]$  трассы зондирования.

Требуемое дистанционное замкнутое решение уравнения (1) существует в рамках двумерной постановки задачи, когда уравнение (1) переписывается в виде

$$\Phi(X_{\Pi}, Y_{\Pi}, X, Y) = Pf(\sqrt{(X - X_{\Pi})^2 + (Y - Y_{\Pi})^2}) r(\pi, X, Y) \times \exp\left\{-2 \int_{X_{\Pi}}^X \mu'(X', Y_{\Pi} + \frac{Y - Y_{\Pi}}{X - X_{\Pi}}(X' - X_{\Pi})) \left[1 + \left(\frac{Y - Y_{\Pi}}{X - X_{\Pi}}\right)^2\right]^{1/2} dX'\right\}. \quad (9)$$

Здесь  $(X_{\Pi}, Y_{\Pi})$ ,  $(X, Y)$  — декартовы координаты приемопередатчика и рассеивающего объема соответственно.

Решение уравнения (9) относительно натурального показателя ослабления можно записать следующим образом:

$$\mu'(X, Y) = \frac{1}{2} \left\{ - \left( l^2 \frac{d^3 \ln f}{dl^3} + l \frac{d^2 \ln f}{dl^2} - \frac{d \ln f}{dl} \right) \Big|_{l=\sqrt{(X-X_{\Pi})^2+(Y-Y_{\Pi})^2}} + \frac{[(X - X_{\Pi})^2 + (Y - Y_{\Pi})^2]^{3/2}}{(X - X_{\Pi})(Y - Y_{\Pi})} \frac{\partial^2}{\partial X_{\Pi} \partial Y_{\Pi}} \times \left[ (X - X_{\Pi}) \frac{\partial \ln \Phi}{\partial X} + (Y - Y_{\Pi}) \frac{\partial \ln \Phi}{\partial Y} \right] \right\}. \quad (10)$$

Представленные результаты анализа проблемы демонстрируют перспективность зондирования атмосферы оптическими системами.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Авт. свид. № 363061 (СССР). Способ определения показателя обратного рассеяния атмосферы. Г. М. Бурлов. — Бюлл. открытий, изобретений, промышленных образцов и товарных знаков, 1973, № 3.
2. Степаненко В. Д. Радиолокация в метеорологии. — Л.: Гидрометеоиздат, 1973. — 343 с.

*Т. А. Вите, Н. А. Преснухин, А. И. Решетников*

### ИССЛЕДОВАНИЕ ФУНКЦИИ ПРОПУСКАНИЯ ФРЕОНА-12 НА ОДНОРОДНОЙ ОПТИЧЕСКОЙ ТРАССЕ

В ряде работ [2, 3], выполненных в последние годы, галогенсодержащим соединениям искусственного происхождения отводится весьма важная роль в химическом балансе стратосферы. Такие газовые компоненты, как  $\text{CCl}_2\text{F}_2$ ,  $\text{CCl}_3\text{F}$  (известные в технике, как фреон-12 и фреон-11), инертны в тропосфере и начинают разрушаться в стратосфере ультрафиолетовым излучением Солнца на высотах порядка 30 км.

Устойчивость этих соединений, при сохранении их промышленного производства на постоянном уровне, способствует их накоплению в нижней стратосфере, что благодаря высокой интенсивности полос поглощения в ИК области спектра (в районе окна прозрачности 8...12 мкм) может, по всей видимости, внести определенный вклад и в тепловой баланс атмосферы.

Для оценки возможного вклада фреонов в тепловой баланс атмосферы необходимо иметь данные по функциям пропускания этих компонентов, полученные в лабораторных условиях.

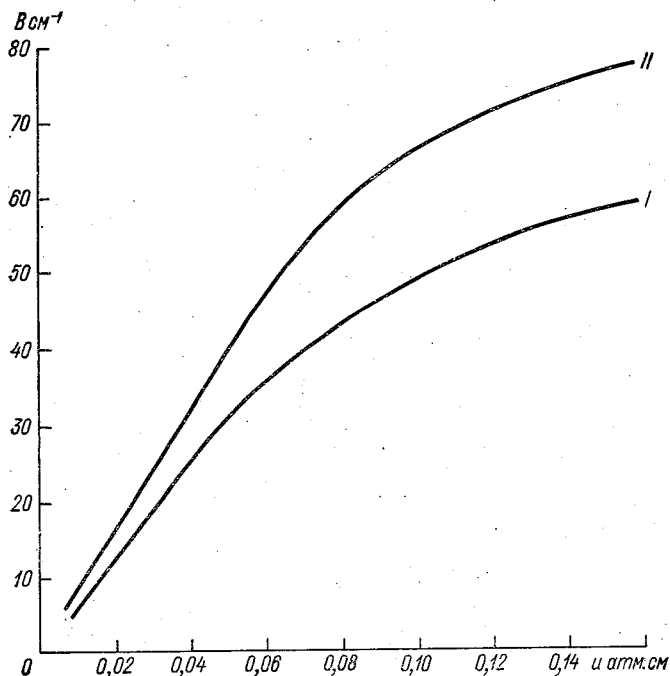


Рис. 1. Зависимость интегрального поглощения от количества фреона на трассе.

Нами были проведены исследования функций спектрального пропускания фреона-12 на однородной трассе в наиболее интенсивных полосах поглощения этого компонента, центры которых соответствуют волновым числам 915, 1095 и 1152  $\text{см}^{-1}$  при различных количествах этого компонента в кювете и различных значениях давления уширяющего газа (в качестве уширяющего газа использовался молекулярный азот). Измерения выполнялись на установке, описанной в [1], при среднем спектральном разрешении 2,5  $\text{см}^{-1}$ . Давление уширяющего газа менялось от 5 до

100 кПа при постоянной температуре 293 К. Парциальное давление фреона-12 в кювете варьировалось в пределах 2,0...15,0 кПа.

Результаты измерений интегрального поглощения  $B$  суммированы на рис. 1. Интегральное поглощение в  $\text{см}^{-1}$  определялось как

$$B = \int_{\nu'}^{\nu''} \left( 1 - \frac{I_\nu}{I_{0\nu}} \right) d\nu = (\nu'' - \nu') - \int_{\nu'}^{\nu''} \frac{I_\nu}{I_{0\nu}} d\nu, \quad (1)$$

где  $I_\nu$  — спектральный поток, воспринимаемый фотоприемником спектрометра со спектральной полушириной щели  $\Delta\nu$  при наличии поглощающего газа в кювете;  $I_{0\nu}$  — спектральный поток, воспринимаемый фотоприемником спектрометра со спектральной полушириной щели  $\Delta\nu$  в отсутствии поглощающего газа в кювете;  $\nu'$ ,

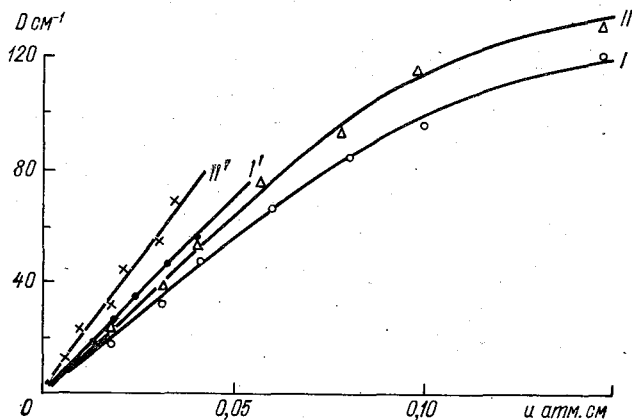


Рис. 2. Результаты сравнений измерений оптической плотности по данным работы [4] ( $I'$ ,  $II'$ ) и настоящей работы ( $I$ ,  $II$ ).

$\nu''$  — волновые числа, соответствующие границам спектрального диапазона, в котором измеряется поглощение.

На рисунке интегральное поглощение, обусловленное полосой с центром у  $915 \text{ см}^{-1}$ , обозначено цифрой  $I$ , а интегральное поглощение, обусловленное двумя другими близлежащими полосами, — цифрой  $II$ . По оси абсцисс отложено количество поглощающего газа в кювете в атмосферных сантиметрах, которое определялось по давлению, измеряемому масляным вакууметром:

$$u = \frac{p}{p_0} \frac{T_0}{T} l, \quad (2)$$

где  $p$  — давление газа в кювете (по показаниям вакууметра);  $T_0$  — стандартная температура, равная 273 К;  $p_0$  — стандартное давление, равное 101,35 кПа;  $l$  — длина оптической трассы, см.



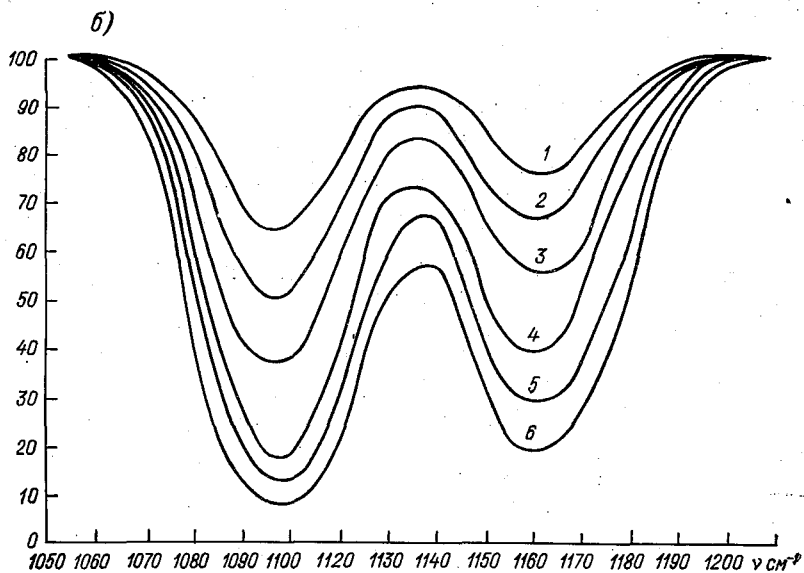
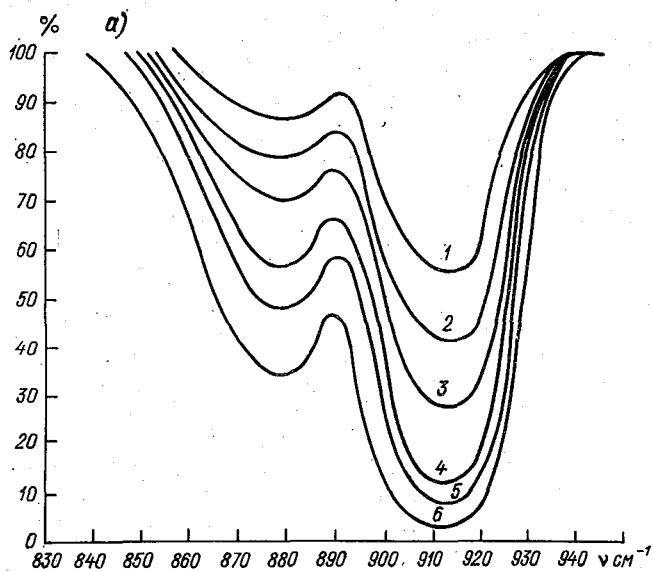


Рис. 3. Функции спектрального пропускания фреона-12 для полосы с центром у 915 см<sup>-1</sup> (а) и для двух близлежащих полос (б) при различных количествах газа в кювете.

1 — 0,02 атм. см; 2 — 0,04; 3 — 0,06; 4 — 0,08; 5 — 0,1; 6 — 0,15 атм. см.

Поскольку не было обнаружено зависимости интегрального поглощения от давления ушибряющего газа по крайней мере в диапазоне от 5 до 101 кПа, то результаты, полученные для чистого фреона-12, будут аналогичны результатам при наличии ушибряющего газа в указанном выше диапазоне. Отметим, что в работе [4], в которой также исследовался фреон-12, результаты приведены в единицах оптической плотности (спектральная оптическая плотность дана в виде  $\ln(I_{0,\nu}/I_\nu)$ , а интегральная оптическая плотность — в виде  $\int \ln(I_{0,\nu}/I_\nu) d\nu$ ).

На рис. 2 показаны для сравнения результаты измерения интегральной оптической плотности  $D$ , полученные в работе [4] и авторами настоящей работы.

Функции спектрального пропускания  $\tau(\nu)$  для шести значений чистого фреона-12 в кювете для полосы с центром у  $915 \text{ см}^{-1}$  и двух близлежащих полос даны на рис. 3.

Рассмотрим погрешности измерений функций спектрального пропускания и интегрального поглощения. При определении  $B$  интеграл в (1) заменяется суммой спектральных пропусканий в  $n$  интервалах, ширина которых выбирается из условия обеспечения необходимой точности аппроксимации:

$$B = (\nu'' - \nu') \sum_{i=1}^n (\nu_{i+1} - \nu_i) \frac{I_i}{I_{0i}}.$$

Здесь  $\nu'' - \nu' / n = \nu_{i+1} - \nu_i$ .

В однолучевом спектрометре SPM-2 при работе с репликой в качестве дисперсионного элемента волновое число  $\nu$  связано с углом поворота реплики  $\beta$  зависимостью

$$\nu = 0,5mG/\sin \beta, \quad (3)$$

где  $m$  — порядок спектра,  $G$  — число штрихов на 1 мм поверхности реплики в направлении дисперсии.

Таким образом, шкала волновых чисел при равномерной развертке спектра по  $\beta$  оказывалась нелинейной, и для получения постоянного шага  $\Delta\nu^*$ , который был выбран равным  $1 \text{ см}^{-1}$ , шкала абсцисс, соответствующая равномерному изменению угла поворота реплики  $\beta$ , разбивалась на неравные интервалы.

Поскольку при обработке спектрограмм  $I_\nu = y_i - y_0$ , а  $I_{0,\nu} = y_{\max} - y_0$ , дисперсию определения интегрального поглощения можно записать в виде

$$\Delta B = \sum_{i=1}^n (\Delta\nu^*)^2 \left[ \frac{\Delta y_i^2}{(y_{\max i} - y_0)^2} - \frac{(y_{\max i} - y_i)^2}{(y_{\max i} - y_0)^4} \Delta y_{0i}^2 + \frac{(y_i - y_0)^2}{(y_{\max i} - y_0)^4} \Delta y_{\max}^2 \right]. \quad (4)$$

Здесь  $y_{\max}$  — ордината сигнала в миллиметрах, соответствующая отсутствию поглощения компонентов в кювете;  $y$  — ордината сигнала в миллиметрах, при наличии поглощающего компонента;

$y_0$  — ордината сигнала, соответствующая отсутствию светового потока на входе фотоприемника;  $\Delta y$  — погрешность определения соответствующей ординаты.

Погрешности  $\Delta y_{\max}$  и  $\Delta y_0$  в (4) практически постоянны и определяются степенью селективности исследуемой полосы поглощения, спектральным разрешением прибора и соотношением сигнал — шум на выходе приемно-регистрирующей системы (ПРС).

При работе со щелью около 1 мм и постоянной времени ПРС  $\tau=2$  с соотношение сигнал — шум при спектральных пропусканиях, близких к 1, было больше 100.

Поскольку  $\Delta y > \Delta y_0$ ,  $\Delta y_{\max}$ , то в (4) вторым и третьим членами можно пренебречь, а величину  $\Delta y$  выразить в виде

$$\Delta y \approx \sqrt{\bar{U}_{\text{ш}}^2 + (\Delta u')^2}, \quad (5)$$

где  $\bar{U}_{\text{ш}}^2 \approx \frac{P^* \sqrt{\Delta f q}}{D^*}$ ;  $P^*$  — чувствительность фотоприемника;

$\Delta u'$  — погрешность, включающая погрешность аппроксимации участка спектра в подынтервале прямой линией и погрешность дозирования исследуемого газа;  $D^*$  — обнаружительная способность фотоприемника;  $\Delta f$  — полоса пропускания ПРС;  $q$  — площадь приемной площадки фотоприемника.

Погрешность  $\Delta y$ , обусловленная только погрешностью аппроксимации и среднеквадратическим уровнем шума, не превышает 1...2 мм в определении ординаты. Вторая составляющая погрешности  $\Delta u'$  определялась погрешностью дозирования газа, которая обеспечивалась соответствующей системой напуска газа и системой контроля давления. Для измерений давлений в кювете от 1 до 100 кПа применялся масляный U-образный вакуумметр, установленный наклонно под углом  $\varphi$  к горизонтали. Давление определялось по разности уровней масла в трубках вакуумметра до и после подключения исследуемой емкости:

$$p = 101,325 H \gamma \sin \varphi, \quad (6)$$

где  $\gamma$  — плотность масла;  $H = (h_2 - h_1) - (h_2^0 - h_1^0)$ , причем  $(h_2^0 - h_1^0)$  — разность уровней масла в трубках до подключения исследуемой емкости,  $(h_2 - h_1)$  — разность уровней масла в трубках после подключения исследуемой емкости.

Относительная среднеквадратическая ошибка определения  $P$

$$\frac{\Delta p}{p} \approx \sqrt{\frac{\Delta H^2}{H^2} + \frac{\Delta \gamma^2}{\gamma^2} + \text{ctg}^2 \varphi \Delta \varphi}. \quad (7)$$

Измеренная погрешность  $\Delta H$  составляла 1 мм, а погрешность угла  $\Delta \varphi$  0,5°, что (при пренебрежении погрешностью  $\Delta \gamma$ ) давало значительные погрешности  $\Delta p/p$  при минимальном количестве фреона в кювете 5%. Определение вклада погрешности измерения парциального давления газа в  $\Delta u'$  производилось по кривой, полученной при построении зависимости  $y_i = f(u)$  для соответствующего спектрального подынтервала. В результате было получено, что абсолют-

ная погрешность  $\Delta u$  (при минимальном количестве газа в кювете) не превышала 6 мм.

На основе вышеприведенного анализа был выполнен расчет погрешностей определения интегрального поглощения в зависимости от количества измеряемого газа в кювете. Получены следующие относительные ошибки определения интегрального поглощения  $\frac{\Delta B}{B} \cdot 100\%$  в зависимости от  $u$ :

$u$ атм. см . . . . .	0,02	0,03	0,04	0,06	0,08	0,10	0,15
$\frac{\Delta B}{B} \cdot 100\%$ . . . . .	19,2	14,2	8,8	5,3	4,5	4,0	3,8

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Вите Т. А., Мельничук В. Г., Решетников А. И. Лабораторная установка для исследования оптических характеристик газов.— Труды ГГО, 1979, вып. 415, с. 68—73.
2. Кондратьев К. Я., Поздняков Д. В. Стратосфера и фреоны.— Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана, 1976, т. 12, № 7, с. 683—695.
3. The natural stratosphere of 1974.— CIAP Monograph 1. Final report. Washington, D. C., 1975.
4. Varanasi P., Fung-Rit K. Intensity measurement in Freon bands of atmospheric interest.— J. Quant. Spectr. and Radiation Transfer, 1977, vol. 17, N 3, p. 385—388.

*Ю. И. Рабинович, Е. М. Шульгина*

### ОЦЕНКА ТОЧНОСТИ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ХАРАКТЕРИСТИК МОРСКОЙ ПОВЕРХНОСТИ В СВЧ ДИАПАЗОНЕ

Особенности формирования радиоизлучения поверхностью океана позволяют определять космическими дистанционными методами некоторые параметры поверхности океана, представляющие интерес для исследования океана и его взаимодействия с атмосферой. Радиоизлучение водной поверхности определяется ее температурой, соленостью, состоянием поверхности (волнение и пена) и загрязнением. Остановим свое внимание в основном на двух параметрах водной поверхности — температуре и состоянии. Дистанционное определение солености и загрязнений имеет ряд специфических особенностей. Эти вопросы рассматривались ранее [6, 8] и не являются предметом обсуждения в настоящей статье.

Температура поверхности воды и ее состояние являются двумя независимыми параметрами, в равной степени влияющими на радиоизлучение. Поэтому они должны определяться одновременно из измерений на двух длинах волн, причем оптимальная длина этих волн будет определяться возможностью разделения влияния этих параметров на радиоизлучение.

При наличии волнения происходит изменение радиоизлучения, причем характер этого изменения (увеличение или уменьшение радиоакростной температуры) зависит от вида поляризации и угла визирования. Как показано в многочисленных работах, наибольший вклад в радиоизлучение вносят пенные образования, возникающие при обрушивании гребней ветровых волн. Сами волны, до момента возникновения пены, вне зависимости от вида волнения (ветровое, зыбь) дают незначительный вклад в радиоизлучение, если ограничиться рассмотрением углов визирования до  $50^\circ$ , применение которых возможно при космической дистанцион-

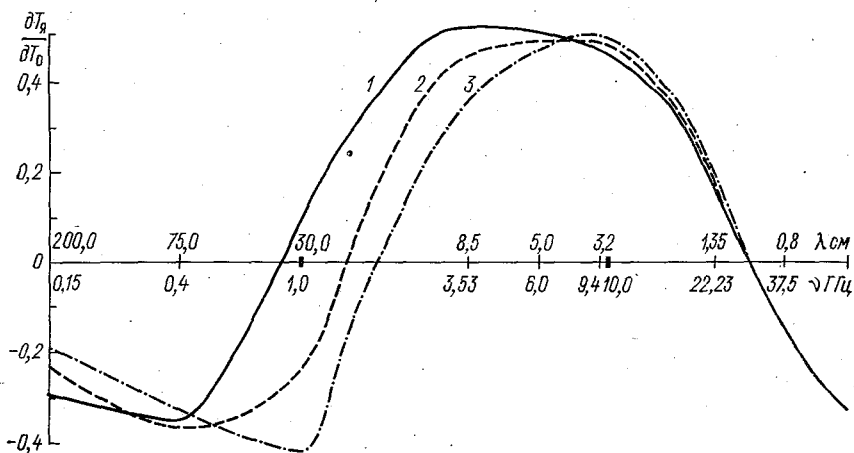


Рис. 1. Спектральная зависимость чувствительности радиоакростной температуры  $T_r$  к температуре поверхности океана  $T_0$  при соленостях 20‰ (1), 30‰ (2) и 40‰ (3) (без учета влияния атмосферы).

ной индикации [10]. Таким образом, наиболее вероятно в качестве характеристик состояния поверхности определять количество пены (процент покрытия) на поверхности океана. Эта характеристика является важной, так как может использоваться для определения приводного ветра [3, 12]. Ниже мы рассмотрим возможности дистанционного определения приводной скорости ветра.

Остановимся кратко на выборе оптимальных длин волн для определения температуры и состояния пенного покрова на поверхности океана. Следует заметить, что на первых этапах развития методов микроволновой дистанционной индикации выбор длин волн для определения различных характеристик атмосферы и океана был в значительной мере связан с техническими возможностями создания радиометрической аппаратуры. Только в последнее время появились работы, в которых делаются попытки обосновать выбор оптимальных длин волн для различных задач дистанционной индикации. Так, например, в [3] К. Я. Кондратьев приводит

сведения о сканирующем многоканальном радиометре, разработанном в США для спутников «Нимбус-7» и «Сисат-А», работающем на длинах волн 4,55; 2,81; 1,67; 1,43 и 0,81 см. Этот набор длин волн существенно отличается от традиционного, используемого ранее, например, на спутнике «Космос-243» [1] или спутниках серии «Нимбус» [7].

При определении температуры водной поверхности спектральная зависимость радиоизлучения (если не учитывать влияния атмосферы) определяется спектральной зависимостью коэффициента излучения при изменении температуры, солёности и состояния по-

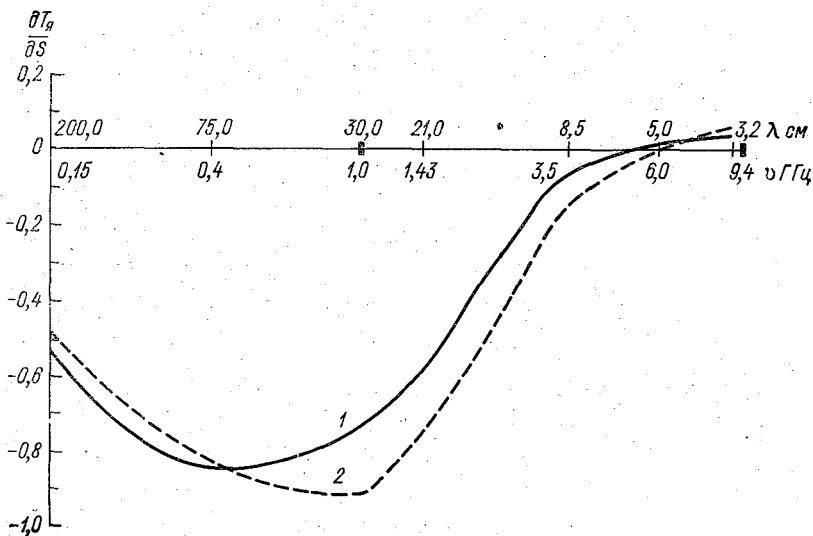


Рис. 2. Спектральная зависимость чувствительности радиояркой температуры  $T_n$  к солёности океана  $S$  при температурах поверхности 293 К (1) и 300 К (2) (без учета влияния атмосферы).

верхности. Очевидно, что оптимальная длина волны будет соответствовать максимальной чувствительности радиояркой температуры к изменению термодинамической температуры воды, т. е. максимуму производной  $\left| \frac{\partial T_n}{\partial T_0} \right|$ . Зависимость ее от длины волны

для гладкой водной поверхности при различных солёностях приведена на рис. 1. Области максимальной чувствительности, как видно из рисунка, располагаются вблизи 0,5; 5,0 и 70 см. Из них наибольший интерес представляет область 5,0 см, так как при  $\lambda=70$  см (это будет показано ниже) находится область высокой чувствительности радиояркой температуры к солёности, да и обеспечить необходимую разрешающую способность в этом диапазоне крайне сложно. Область 0,5 см малоприспособна из-за

сильного влияния атмосферы и состояния морской поверхности (пена, загрязнение).

Рассмотрим далее чувствительность радиояркостной температуры к изменению солёности воды. На рис. 2 приведена спектральная зависимость  $\frac{\partial T_{я}}{\partial S}$  для двух значений температуры воды при солёности, близкой к средней океанической. Эти кривые пересекают ось абсцисс в области 5,0...5,7 см, т. е. в этой области изменения температуры практически не будут зависеть от солёности.

Проведенные нами расчеты с учетом влияния атмосферы показали, что оптимальная спектральная область вблизи 5,0 см сохраняется и в этом случае. Более подробно этот вопрос будет рассмотрен ниже при оценке точности измерений температуры.

В заключение этого раздела рассмотрим влияние на радиоизлучение в области 5,0 см других факторов. В [6] дана зависимость коэффициента излучения от наличия на поверхности воды пленки нефти. При средней толщине пленки 1 мм приращение коэффициента излучения за счет этой пленки быстро убывает с увеличением длины волны и при  $\lambda > 3,0$  см стремится к нулю. Спектральная зависимость коэффициента излучения водной поверхности, покрытой пеной, как показано в ряде работ, обратно пропорциональна длине волны в степени, близкой к единице, и при  $\lambda \approx 5$  см влияние пенного покрова проявляется слабо. С другой стороны, максимальная чувствительность к вариациям пенного покрова, с точки зрения возможности определения скорости приводного ветра, наблюдается в области коротких длин волн. Однако в коротковолновой части диапазона существенно влияет передаточная функция атмосферы. Поэтому оптимальная длина волны для дистанционной индикации скорости приводного ветра будет расположена в области, где влияние атмосферы уже мало, а вклад в радиоизлучение за счет пены еще достаточно велик. По видимому эта длина волны будет находиться в области 2,0...2,5 см. Более подробно этот вопрос будет рассмотрен ниже, при оценке точности определения скорости ветра по радиоизлучению.

Оценим точность восстановления температуры водной поверхности по радиоизлучению. Для этого воспользуемся известным решением уравнения переноса излучения в приближении чистого поглощения:

$$T_{я} = e_{\tau} T_0 e^{-\tau} + T_a^* (1 - e^{-\tau}) + T_a^{**} (1 - e_{\tau}) (1 - e^{-\tau}) e^{-\tau}. \quad (1)$$

Здесь  $T_{я}$  — радиояркостная температура излучения,  $e_{\tau}$  — коэффициент излучения водной поверхности,  $T_0$  — температура поверхности воды,  $\tau$  — интегральное поглощение в атмосфере,  $T_a^*$  и  $T_a^{**}$  — эффективные температуры атмосферы для восходящего и нисходящего излучений соответственно. В первом приближении можно считать, что

$$T_a^* = T_a^{**} = T_0 - \Delta T = T_0^*. \quad (2)$$

Следует иметь в виду, что все величины, входящие в (1) и (2), зависят от длины волны. Расчеты спектральной поправки  $\Delta T$  были выполнены Г. В. Елисеевым [2] для длин волн 0,8; 1,35; 3,4 см на основе фактических данных аэрологического зондирования, а для других длин волн — нами по моделям атмосферы Макклаци [11].

Среднеквадратическая погрешность в определении температуры водной поверхности  $\sigma_{T_0}$  с учетом заданной точности определения всех влияющих на радиоизлучение параметров может быть представлена в виде

$$\sigma_{T_0}^2 = \left(\frac{\partial T_0}{\partial \tau}\right)^2 \sigma_{\tau}^2 + \left(\frac{\partial T_0}{\partial e_T}\right)^2 \sigma_{e_T}^2 + \left(\frac{\partial T_0}{\partial T_0^*}\right)^2 \sigma_{T_0^*}^2 + \left(\frac{\partial T_0}{\partial T_{\text{я}}}\right)^2 \sigma_{T_{\text{я}}}^2. \quad (3)$$

С использованием уравнения (1) были вычислены частные производные по всем четырем параметрам. Расчеты среднеквадратической погрешности были выполнены для летней модели атмосферы умеренных широт, характеризующейся следующими параметрами: температура у поверхности  $T_{\text{п}}=294$  К; влагозапас атмосферы  $W=30$  кг/м<sup>2</sup>; водозапас облаков  $Q=0,25$  кг/м<sup>2</sup>. Вектор ошибок задавался следующими значениями:  $\sigma_{\tau}=0,0002$ ;  $\sigma_{T_0^*}=5$  К;  $\sigma_{e_T}=0,002$ ;  $\sigma_{T_{\text{я}}}=0,5$  К. Расчеты интегрального поглощения выполнялись по аппроксимационным формулам работы [5]. Приведем значения  $\Delta T$  в зависимости от длины волны и результаты расчетов среднеквадратической погрешности измерения температуры водной поверхности  $\sigma_{T_0}$  при принятых выше условиях:

$\lambda$ см . . . . .	2,85	4,56	4,74	8,5
$\Delta T$ К . . . . .	21	22	22	21
$\sigma_{T_0}$ К . . . . .	2,9	2,1	2,1	2,1

Как видно, погрешность измерения превышает 2 К, а спектральный ход ее в области 4,5...8,5 см отсутствует. Отсюда следует, что переход от длины волны 8,5 см, ранее рекомендованной для зондирования температуры поверхности [9], к длине волны 5,0 см целесообразен, так как при сохранении минимальной ошибки восстановления температуры обеспечит увеличение пространственной разрешающей способности измерений без увеличения размера антенных устройств. Заметим, что расчеты были выполнены нами для средних атмосферных условий. Однако не следует ожидать, что рассмотрение широкого диапазона атмосферных условий может дать существенно отличные от изложенных результаты. При вычислении ошибки мы задавались погрешностью в определении интегрального поглощения атмосферы в 10 %, что, по-видимому, является пределом, достижимым для методов микроволновой дистанционной индикации.

Оценим теперь точность определения скорости приводного ветра по радиоизлучению. Для того чтобы провести количественные оценки, необходимо воспользоваться какой-либо из имеющихся



в литературе формулой, связывающей приращение коэффициента излучения взволнованной поверхности моря за счет пены со скоростью ветра  $u$ . Мы воспользовались формулой Д. Т. Матвеева, приведенной в работе [4].

Среднеквадратическая погрешность в определении скорости ветра может быть представлена следующим образом:

$$\sigma_u^2 = \left(\frac{\partial a}{\partial \tau}\right)^2 \sigma_\tau^2 + \left(\frac{\partial u}{\partial e_T}\right)^2 \sigma_{e_T}^2 + \left(\frac{\partial u}{\partial T_0^*}\right)^2 \sigma_{T_0^*}^2 + \left(\frac{\partial u}{\partial T_\gamma}\right)^2 \sigma_{T_\gamma}^2. \quad (4)$$

Частные производные в этом выражении получены дифференцированием уравнения (1) с учетом формулы для приращения коэффициента излучения в зависимости от скорости ветра [4]. Как и при определении температуры водной поверхности, зададим ту же среднюю модель атмосферы, среднеквадратические отклонения параметров  $\sigma_{T_0^*}$ ,  $\sigma_{e_T}$ ,  $\sigma_{T_\gamma}$  и вторую модель атмосферы с увеличенным в четыре раза водозапасом  $Q=1,0$  кг/м<sup>2</sup>. С использованием

Таблица 1

Модель	$\lambda$ см						
	0,8	1,6	1,7	1,8	2,0	2,2	2,82
I	11,9	7,4	6,8	6,8	7,0	7,1	8,2
II	12,6	7,3	7,2	7,1	7,2	7,3	7,9

этих входных данных по изложенной выше методике были рассчитаны спектральные зависимости среднеквадратических погрешностей  $\sigma_u$  определения скорости ветра по радиоизлучению. Результаты расчета приведены в табл. 1.

Анализируя результаты расчета, можно сделать вывод о том, что оптимальная длина волны для зондирования приводной скорости ветра составляет 1,7...1,8 см, причем увеличение интегрального поглощения в атмосфере (II модель) приводит, естественно, к увеличению длины волны. Кроме того, сама среднеквадратическая ошибка в определении скорости ветра довольно велика и для оптимальной длины волны составляет 6...7 м/с, а при использовании традиционной длины волны 1,6 см даже несколько больше. Заметим, что заданные нами среднеквадратические отклонения для факторов, влияющих на определение приводного ветра, так же как и на определение температуры водной поверхности, не являются завышенными, а скорее несколько ниже достижимых в настоящее время при использовании существующей спутниковой аппаратуры.

По-видимому, увеличение точности определения скорости приводного ветра по радиоизлучению связано с использованием спектральных измерений. Однако больших надежд на эту методику возлагать не следует, так как спектральная зависимость прира-

щения коэффициента излучения за счет скорости ветра близка к спектральной зависимости интегрального поглощения в атмосфере; и в том, и в другом случае она примерно обратно пропорциональна длине волны.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Башаринов А. Е., Гурвич А. С., Егоров С. Т. Радиоизлучение Земли как планеты. — М.: Наука, 1974. — 188 с.
2. Елисеев Г. В., Степаненко В. Д. К вопросу об эффективности радиолокационного метода обнаружения зон осадков и определения влагосодержания с ИСЗ. — Труды ГГО, 1976, вып. 371, с. 74—86.
3. Кондратьев К. Я. Спутниковый мониторинг климата. — Обзор. Обнинск, 1978. — 52 с.
4. Матвеев Д. Т. Анализ результатов радиотеплового зондирования морской поверхности при шторме. — Метеорология и гидрология, 1978, № 4, с. 58—66.
5. Матросов С. Ю., Шульгина Е. М. Оценка точности определения влагосодержания атмосферы в СВЧ диапазоне. — См. наст. сб., с. 82—89.
6. Микроволновая дистанционная индикация загрязнений поверхности моря нефтепродуктами/В. В. Богородский, К. Я. Кондратьев, Ю. И. Рабинович и др. — Труды ГГО, 1976, вып. 371, с. 22—36.
7. Микроволновое дистанционное зондирование окружающей среды /К. Я. Кондратьев, Ю. И. Рабинович, Ю. М. Тимофеев и др. — Обзор. Обнинск, 1975. — 110 с.
8. Рабинович Ю. И., Мелентьев В. В. Влияние температуры и солености на излучение гладкой водной поверхности в сантиметровом диапазоне. — Труды ГГО, 1970, вып. 235, с. 78—123.
9. Рабинович Ю. И., Шукин Г. Г., Мелентьев В. В. Определение температуры водной поверхности по радиоизлучению в сантиметровом диапазоне. — Труды ГГО, 1968, вып. 222, с. 49—53.
10. Шульгина Е. М. Расчет излучательной способности взволнованной поверхности моря в микроволновом диапазоне. — Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана, 1972, т. 8, № 7, с. 773—776.
11. McClatchey I. A. (Ed.) Optical properties of the atmosphere. — Air Force Cambridge Research Laboratories, Bedford, Mass., 1970, —124 p.
12. Williams G. F. Microwave radiometry of the ocean and possibility of marine wind velocity determination from satellite observations. — J. Geoph. Res., 1969, vol. 74. № 18, p. 4591—4594.

*С. Ю. Матросов, Е. М. Шульгина*

### ОЦЕНКА ТОЧНОСТИ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ВЛАГОСОДЕРЖАНИЯ АТМОСФЕРЫ В СВЧ ДИАПАЗОНЕ

Восстановление водо- и влагозапаса атмосферы по самолетным и спутниковым данным теплового микроволнового излучения представляет собой «обратную» задачу атмосферной оптики, которая в строгой постановке, т. е. с учетом всех действующих факто-

ров, до сих пор не решена. До недавнего времени основными методами оценки этих параметров по данным микроволнового зондирования был разработанный в работах [1, 2] регрессионный метод либо предложенная в работе [7] методика расчета интегрального поглощения. Итерационная методика восстановления водо- и влагозапаса атмосферы, позволяющая учитывать априорную информацию, разработана Г. В. Елисеевым на основе приближенной модели переноса излучения в поглощающей атмосфере без рассеяния [4]. Эта методика предназначена для обработки результатов микроволновых измерений, выполненных над морской поверхностью на трех длинах волн.

Настоящая работа посвящена оценке погрешностей определения водо- и влагозапаса и выбору оптимальных длин волн для их микроволнового зондирования.

Известно, что выражение для радиояркой температуры системы океан — атмосфера в поглощающей атмосфере без учета рассеяния может быть представлено в виде

$$T_{я\lambda} = T_{п}e_{\lambda}e^{-\tau_{\lambda}} + T_{1\lambda}(1 - e^{-\tau_{\lambda}}) + T_{2\lambda}(1 - e_{\lambda})(1 - e^{-\tau_{\lambda}})e^{-\tau_{\lambda}}, \quad (1)$$

где  $T_{п}$  — температура поверхности океана в кельвинах;  $e_{\lambda}$  — коэффициент излучения его поверхности на длине волны  $\lambda$ ;  $T_1, T_2$  — эффективные температуры атмосферы для восходящего и нисходящего радиотепловых излучений соответственно;  $\tau_{\lambda}$  — интегральное поглощение в атмосфере, являющееся суммой поглощений в кислороде, водяном паре, облаках и осадках:

$$\tau_{\lambda} = \tau_{\lambda O_2} + \tau_{\lambda H_2O} + \tau_{\lambda обл} + \tau_{\lambda ос}. \quad (2)$$

Для рассматриваемого спектрального диапазона 0,8...1,35 см эффективные температуры атмосферы для восходящего и нисходящего излучений можно считать равными и не зависящими от длины волны [3]. Интегральное поглощение в атмосфере зависит от вертикального распределения водности и влажности атмосферы, от коэффициентов поглощения электромагнитного излучения активными газовыми составляющими атмосферы и каплями облачности и осадков. Таким образом, радиояркая температура, представленная формулой (1), не выражается непосредственно через водо- и влагозапас, определяемые соответственно следующими выражениями:

$$Q = \int_0^{\infty} q(z) dz; \quad W = \int_0^{\infty} w(z) dz. \quad (3)$$

В этих формулах  $q(z)$  и  $w(z)$  — вертикальные распределения водности и абсолютной влажности соответственно.

Для решения задачи оптимизации длин волн микроволнового зондирования удобно ввести непосредственно измеряемые величины  $Q, W$  и интенсивность осадков  $I$  в выражение для радиояркой температуры (1).

С этой целью нами были получены аппроксимационные формулы для интегрального поглощения в кислороде, водяном паре и осадках. При выводе аппроксимационных формул для интегрального поглощения в кислороде и водяном паре использовались данные о средних профилях метеоэлементов в различные сезоны и для различных широт [10]. В результате получены следующие выражения:

$$\tau_{O_2} = C(\lambda) T_0^{-2},$$

$$C(\lambda) = 300^2 \left[ \frac{0,004}{(\lambda - 0,5)^2 + 0,003} + 0,0075 \right]; \quad (4)$$

$$\tau_{H_2O} = A(\lambda) W,$$

$$A(\lambda) = \frac{3 \cdot 10^{-4}}{|\lambda - 1,35|^{1,54} + 0,046} + \frac{8 \cdot 10^{-5}}{(\lambda - 0,16)^5 + 0,02}. \quad (5)$$

В этих формулах  $T_0$  — температура воздуха у поверхности воды.

Значения интегрального поглощения в кислороде, полученные по формуле (4), в диапазоне длин волн 0,6...10 см отличаются от точных значений [5] не более чем на 15%. Результаты расчетов по формуле (5) в диапазоне длин волн 0,6 см  $\leq \lambda \leq$  5 см согласуются с данными вычислений интегрального поглощения в водяном паре с использованием методики А. Ю. Зражевского [6] с точностью 8...10%.

Для интегрального поглощения в облаках мы использовали формулу М. М. Черняка:

$$\tau_{обл} = B(\lambda, \bar{T}) Q, \quad (6)$$

где

$$B(\lambda, \bar{T}) = B^*(\bar{T}) \frac{0,1118}{\lambda^2 + 0,0269}.$$

Данные о параметрах этой формулы, точности и границах ее применимости представлены в работе [8].

Аппроксимационная формула для интегрального поглощения в слое осадков была получена нами на основе точных расчетов коэффициентов поглощения для различных интенсивностей дождя и спектров распределения капель по размерам. Значения коэффициентов поглощения, вычисленных по аналитической формуле, близки к рассчитанным по точной теории Ми с использованием спектра распределения капель дождя по размерам Беста [9]. Температурная зависимость этих коэффициентов мала по сравнению с разбросом, обусловленным видом функции распределения капель по размерам, и поэтому не учитывалась. Если допустить, что толщина слоя осадков ограничена сверху высотой нулевой изотермы и что поле осадков однородно, то выражение для интегрального поглощения в осадках примет вид

$$\tau_{ос} = D(\lambda) \frac{T_0 - 273}{\gamma} I^{\beta(\lambda)}. \quad (7)$$

Здесь  $D(\lambda) = \frac{0,032}{\lambda^2 + 0,142}$ ,  $\gamma$  — средний температурный градиент в слое осадков. Значения коэффициентов  $\beta(\lambda)$  в зависимости от длины волны следующие:

$\lambda$ см . . . . .	0,5	0,8	1,35	1,6	1,9	2,4	3,2
$\beta(\lambda)$ . . . . .	0,76	0,9	1,02	1,07	1,1	1,12	1,14

Для оценки возможности использования предлагаемых аппроксимационных формул и приближения (1) для расчетов восходящего микроволнового излучения было проведено сравнение результатов численного интегрирования уравнения переноса на ЭВМ с данными, полученными по аппроксимационной методике. В расчетах были использованы результаты самолетного зондирования атмосферы в эксперименте САМЭКС-78, аэрологического зондирования атмосферы с борта НИС «Академик Королев» в эксперименте САМЭКС-76, а также данные о средней атмосфере из [9]. В диапазоне  $0,65 \text{ см} < \lambda < 8,5 \text{ см}$  различия в радиояркостных температурах, вычисленных по этим методикам, не превышают 3—3,5 К. Таким образом, если точность задания вертикальных профилей метеопараметров невысока, для расчета радиояркостных температур могут быть использованы аппроксимационные формулы.

Перейдем к оценке точности определения водо- и влагозапаса атмосферы по измерениям микроволнового излучения на двух длинах волн (каналах), традиционно используемых в самолетных и спутниковых исследованиях. Первый канал (0,8 см) предназначен для определения водозапаса облаков, второй (1,35 см) — для определения влагозапаса атмосферы. Для удобства введем следующие обозначения для параметров атмосферы и коэффициентов в аппроксимационных формулах:

$$x_1 = T_{\text{п}}; \quad x_2 = T_0; \quad x_3 = I; \quad x_4 = T^*; \quad x_5 = \bar{T};$$

$$x_6 = \gamma; \quad x_7 = e_{\lambda}; \quad x_8 = T_{\text{я}}; \quad x_9 = A(\lambda).$$

Неопределенность в коэффициентах  $B(\lambda)$ ,  $C(\lambda)$  и  $D(\lambda)$  будем учитывать в ошибках  $\bar{T}$ ,  $T_0$  и  $I$  соответственно.

Запишем выражения для вариаций водо- и влагозапаса:

$$\delta Q = \sum_{i=1}^9 \left( \frac{\partial Q}{\partial x_i} \right)_1 (\delta x_i)_1 + \left( \frac{\partial Q}{\partial W} \right)_1 \delta W,$$

$$\delta W = \sum_{i=1}^9 \left( \frac{\partial W}{\partial x_i} \right)_2 (\delta x_i)_2 + \left( \frac{\partial W}{\partial Q} \right)_2 \delta Q. \quad (8)$$

Индексы 1 и 2 в этих формулах определяют номер канала. Решая (8) относительно  $\delta Q$  и  $\delta W$ , учитывая, что ошибки параметров

$x_7, x_8$  и  $x_9$  независимы, для ошибок определения водо- и влагозапаса ( $\sigma_Q$  и  $\sigma_W$ ) получим:

$$\begin{aligned}
 k^2 \sigma_Q^2 &= \sum_{i=1}^6 \left[ \left( \frac{\partial Q}{\partial x_i} \right)_1 + \left( \frac{\partial Q}{\partial W} \right)_1 \left( \frac{\partial W}{\partial x_i} \right)_2 \right]^2 \sigma_{x_i}^2 + \\
 &+ \sum_{i=7}^9 \left[ \left( \frac{\partial Q}{\partial x_i} \right)_1^2 (\sigma_{x_i}^2)_{i1} + \left( \frac{\partial Q}{\partial W} \right)_1^2 \left( \frac{\partial W}{\partial x_i} \right)_2^2 (\sigma_{x_i}^2)_{i2} \right]; \\
 k^2 \sigma_W^2 &= \sum_{i=1}^6 \left[ \left( \frac{\partial W}{\partial x_i} \right)^2 + \left( \frac{\partial W}{\partial Q} \right)_2 \left( \frac{\partial Q}{\partial x_i} \right)_1 \right]^2 \sigma_{x_i}^2 + \\
 &+ \sum_{i=7}^9 \left[ \left( \frac{\partial W}{\partial x_i} \right)_2^2 (\sigma_{x_i}^2)_{i2} + \left( \frac{\partial W}{\partial Q} \right)_2^2 \left( \frac{\partial Q}{\partial x_i} \right)_1^2 (\sigma_{x_i}^2)_{i1} \right]; \\
 k &= 1 - \left( \frac{\partial Q}{\partial W} \right)_1 \left( \frac{\partial W}{\partial Q} \right)_2.
 \end{aligned} \tag{9}$$

Выражения для производных, входящих в (9), можно получить, не явно дифференцируя выражение для  $\tau$ :

$$\tau_j = A_j W + B_j Q + C_j (T_0)^{-2} + D_j I \frac{T_0 - 273}{\gamma} \quad (j = 1, 2). \tag{10}$$

Производные типа  $\frac{\partial \tau_j}{\partial x_i}$  находятся дифференцированием выражения для  $\tau$ , полученного из (1).

Оценка погрешностей восстановления водо- и влагозапаса проводилась по формулам (9) для четырех вариантов моделей атмосферы и двух векторов ошибок параметров, представленных в табл. 1 и 2 соответственно. Кроме того, использовались данные

Таблица 1

Вариант модели	$T_{II}$ К	$T_0$ К	$\bar{T}$ К	$W$ кг/м <sup>2</sup>	$Q$ кг/м <sup>2</sup>	$I$ мм/ч	$\gamma$ °С/км
I	276	255	250	4	0,3	0	—
II	278	278	273	12	0,4	0,5	5
III	283	283	274	20	1,1	1	5
IV	288	288	276	32	1,8	2	5

Таблица 2

Вектор ошибок	$\sigma_{T_{II}}$ К	$\sigma_{T^*}$ К	$\sigma_{T_0}$ К	$\sigma_{T_0}$ К	$\sigma_{e\lambda}$	$\sigma_{T_{II}}$ К	$\sigma_I$ мм/ч	$\sigma_\gamma$
1	1	5	4	1,5	0,006	1,5	0	0
2	I	5	4	1,5	0,006	1,5	0,5	0,5

о спектральном ходе погрешности параметра  $A(\lambda)$ , представленные Г. В. Елисеевым.

Результаты оценки погрешностей восстановления водо- и влагозапаса приведены в табл. 3.

Данные таблицы демонстрируют сильную зависимость относительной ошибки в определении влагозапаса от его величины. С увеличением влагозапаса ошибка существенно уменьшается. Как и следовало ожидать, отсутствие информации об осадках или большая неопределенность в значении их интенсивности сильно влияет на результаты восстановления влагозапаса облаков (вариант IV). Это следствие взаимосвязи радиоизлучений облаков и осадков, свидетельствующее о трудности разделения их вкладов в суммарное излучение атмосферы.

Таблица 3

Вариант модели	$\sigma_W/W$ % для вектора		$\sigma_Q/Q$ % для вектора	
	1	2	1	2
I	50		20	
II	18		17	
III	15	14	13	30
IV	14	14	15	23

Рассмотрим кратко вопрос о выборе оптимальных длин волн для микроволнового дистанционного зондирования влаго- и водозапаса. Предыдущие расчеты ошибок проводились для длин волн 0,8 и 1,35 см (каналы радиометров на борту самолета). Однако эти длины волн не являются оптимальными для зондирования атмосферы. Разработанная выше методика пригодна для выбора длин волн зондирования путем минимизации ошибок определения влаго- и водозапаса. Спектральный ход ошибок рассчитывался для вариантов модели атмосферы II, III, IV с вектором ошибок 2. На рис. 1 приведены спектральные зависимости относительной ошибки определения водозапаса облаков для первого канала при фиксированном втором. Ход этих зависимостей для различных длин волн второго канала подобен. Как видно из рисунка, для варианта модели атмосферы со сравнительно малой оптической толщиной (вариант II) минимум ошибки водозапаса достигается при  $\lambda_1 \approx 0,74...0,76$  см. Он сдвигается в длинноволновую сторону для оптически плотной атмосферы (вариант IV), достигая  $\lambda_1 \approx 0,82...0,84$  см. Это изменение положения максимума объясняется тем, что при меньшей длине волны зондирования радиояркая температура достигает насыщения для оптически плотных атмосфер и ошибки в определении водозапаса возрастают. Учитывая, что частота повторяемости оптически плотных атмосфер с  $Q \geq 1,5$  кг/м<sup>2</sup> невелика, оптимальная длина волны для зондирования водозапаса лежит в пределах  $\lambda_1 \approx 0,74...0,78$  см.

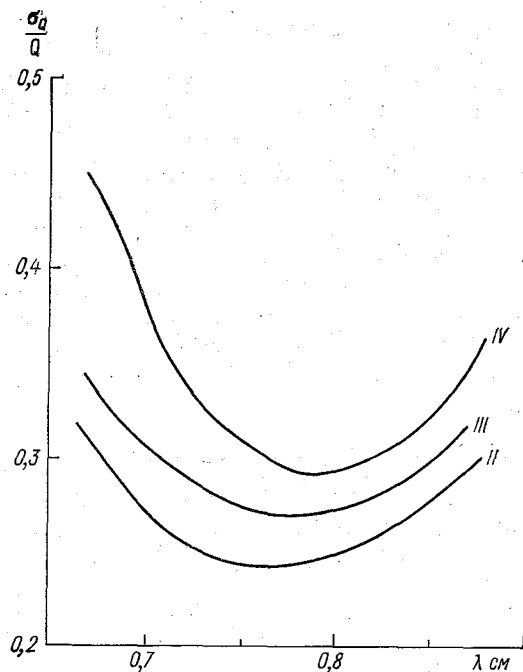


Рис. 1. Спектральные зависимости относительной ошибки восстановления водозапаса облаков для различных вариантов модели атмосферы.

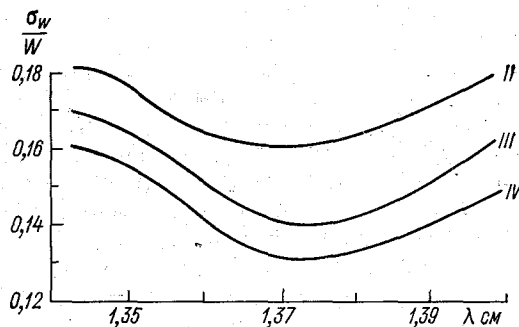


Рис. 2. Спектральные зависимости относительной ошибки восстановления влагозапаса атмосферы для различных вариантов модели.

Результаты расчета спектральной зависимости относительной ошибки определения влагозапаса представлены на рис. 2. Минимум ошибки несколько сдвинут от резонансной частоты полосы поглощения водяного пара в атмосфере ( $\lambda = 1,35$  см) в сторону больших длин волн. Величина этого сдвига пропорциональна вла-



гозапасу атмосферы. Это объясняется зависимостью интегрального поглощения водяного пара от профиля влажности на резонансной частоте. Учитывая, что средний влагозапас атмосферы составляет 15...20 кг/м<sup>2</sup>, для зондирования влагозапаса можно рекомендовать  $\lambda_2 \approx 1,37...1,38$  см.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Домбковская Е. П. Определение температуры морской поверхности и влагосодержания атмосферы по измерениям теплового радиоизлучения системы Земля—атмосфера с ИСЗ.— Труды Гидрометцентра СССР, 1969, вып. 50, с. 75—85.
2. Домбковская Е. П. Корреляционная зависимость между интенсивностью теплового радиоизлучения системы Земля—атмосфера и водозапасом облаков.— Метеорология и гидрология, 1969, № 7, с. 26—35.
3. Елисеев Г. В., Степаненко В. Д. К вопросу об эффективности радиолокационного метода обнаружения зон осадков и определения влагосодержания с ИСЗ.— Труды ГГО, 1976, вып. 371, с. 74—86.
4. Елисеев Г. В., Рабинович Ю. И. Оценка точности результатов бортовых радиотеплолокационных измерений влагосодержания атмосферы и водозапаса облаков по экспериментальным данным.— Труды ГГО, 1980, вып. 422, с. 46—55.
5. Жевакин С. А., Наумов А. П. К расчету коэффициента поглощения в атмосферном кислороде.— Радиотехника и электроника, 1965, т. 10, № 6, с. 987—997.
6. Зражевский А. Ю. Методика расчета поглощения в атмосферных парах воды в миллиметровом и субмиллиметровом диапазонах.— Радиотехника и электроника, 1976, т. 21, № 5, с. 952—957.
7. Митник Л. М. Методика определения влагосодержания атмосферы по радиометрическим измерениям сверхвысокочастотного излучения с ИСЗ.— Труды Гидрометцентра СССР, 1969, вып. 50, с. 94—102.
8. Черняк М. М. Ослабление электромагнитного излучения малыми каплями воды.— Труды ВГИ, 1970, вып. 17, с. 274—276.
9. Best A. C. The size distribution of rain-drops.— Quart. J. Roy. Met. Soc., 1950, vol. 76, № 327, p. 16—20.
10. McClatchey I. A. (ed.) Optical properties of the atmosphere.— AFSCRZ, Bedford, Mass., 1970.—124 p.

*В. В. Мелентьев, Н. Н. Липовая*

#### МЕТОДИКА И НЕКОТОРЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗМЕРЕНИЙ ОСАДКОВ НАД МОРЕМ ПЛЮВИОГРАФОМ С ВЫНЕСЕННЫМ ОСАДКОСБОРНИКОМ

В XXVI рейсе НИСП «Волна» (МОНЭКС) производился комплекс осадкомерных наблюдений по расширенной программе с целью изучения структуры полей осадков, определения репрезентативности существующих и перспективных контактных методов

измерения осадков, выбора типа осадкосборника и точки сбора осадков на судах типа НИСП «Волна».

Кроме этого, осадкомерные исследования являлись сопутствующими исследованиям, проводимым при разработке методов измерений жидких осадков с борта судна в микроволновой области. Эти исследования являлись разделом Программы советско-американского микроволнового эксперимента (САМЭКС).

Точки сбора осадков размещались на палубе верхнего мостика. Стандартные измерения производились с помощью осадкомеров Третьякова С-1 без ветровой защиты, установленных на кардан-

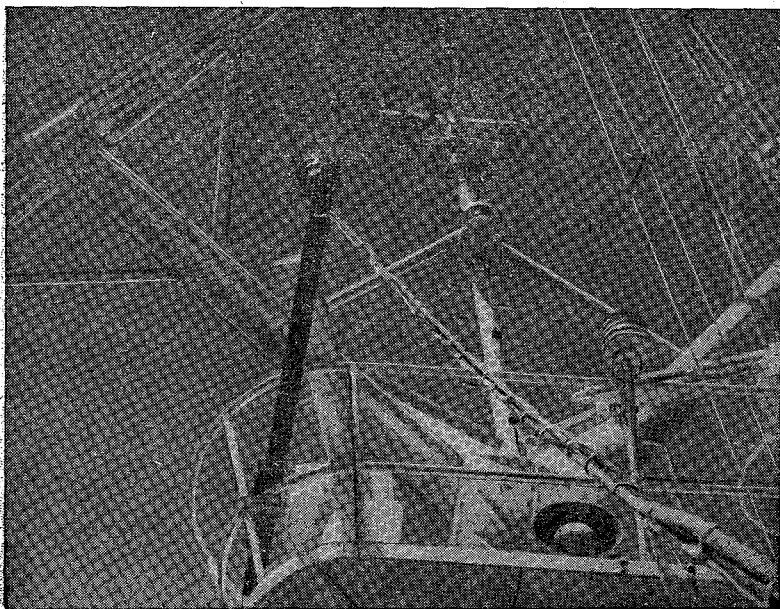


Рис. 1. Общий вид размещения осадкосборника плювиографа П2.

ных подвесах с левого и правого бортов. Дополнительно по левому борту были жестко установлены две осадкомерные воронки, имеющие приемную поверхность площадью 200 и 50 см<sup>2</sup>. Кроме того, на салинговой площадке фок-мачты на расстоянии 0,7 м к правому борту параллельно продольной оси судна на леерах ограждения был установлен выстрел общей длиной 3,5 м (рис. 1). На расстоянии 1,7 м от ограждения на конце выстрела жестко была закреплена осадкомерная воронка с приемной поверхностью 200 см<sup>2</sup>. К воронке присоединялся полихлорвиниловый прозрачный шланг длиной 7,6 м и внутренним диаметром 6,5 мм. Осадки из воронки по шлангу подавались в осадкосборник плювиографа через отверстие в верхней крышке. При этом собственно плювиограф

использовался как самописец осадков. Размещался плювиограф у ограждения верхнего мостика.

В данной статье рассматриваются методические вопросы и некоторые результаты измерений характеристик осадков по данным плювиографа П2.

Как известно, по существующей методике метеонаблюдатели фиксируют время начала и конца осадков, а также сумму осадков за дождь по осадкомерам Третьякова. Такая же методика применялась и к дополнительным осадкосборникам.

Для оценки влияния ветра на измерения в начале и конце дождя определялись скорость и направление ветра по правому и левому анемометрам (М-92) и КИВ, размещенным на вершине фок-мачты, а также курс и скорость судна. Разность высот установки приемника плювиографа и анемометров — 4 м.

При производстве наблюдений в журнал заносились сведения о скорости и направлении наблюденного и истинного ветра, скорости и курсовом угле судна на ходу и в дрейфе. Следует отметить, что при измерениях дождь с перерывами, не превышающими 20 мин, считался непрерывным.

Наблюдения за осадками по расширенной программе были начаты 19 апреля 1979 г. в Малаккском проливе, систематически выполнялись в Индийском океане в течение II, III, IV этапов Летнего МОНЭКСа (в дрейфе на полигонах МОНЭКС и на ходу судна).

К анализу были привлечены данные измерений до 6 июля (во время стоянок судна наблюдения прерывались). Эти данные сведены в табл. 1. При этом введена некоторая классификация осадков по их интенсивности, предложено девять градаций. За основу взята классификация, введенная в работе [1], по данным измерений осадков с борта судна в Атлантическом океане [4]. Поскольку наши измерения проводились в районе муссонной циркуляции, где было зарегистрировано много случаев осадков ливневого характера максимальной интенсивности, позиция  $>0,20$  мм/мин [4] подразделена нами на три дополнительные градации. Кроме того, минимальная градация 0...0,010 была разбита на две группы: 0,0 и 0,001...0,010. Это вызвано тем, что метод измерения осадков с вынесенным осадкосборником обладает потерями на смачивание в соединительной трубке. Оценка потерь производилась несколько раз в течение рейса. Для этого в приемную воронку заливалось различное фиксированное количество воды и по показаниям плювиографа определялись потери, которые на первую пробу каждой серии составляли 0,1 мм. В дальнейшем прохождение воды по трубе происходило практически без потерь за счет увлечения капель с внутренних стенок трубки в приемник плювиографа.

Как указывалось выше, соединительный шланг был сделан из вакуумной прозрачной трубки. Это позволило производить счет числа капель на нескольких участках шланга. Число капель на отрезок длиной 10 см составило в среднем 17 при среднем диа-

Таблица 1

Дата	Продолжительность осадков, мин		Приведенный ветер		Количество осадков			Средняя интенсивность (П2), мм/мин	Примечание
	П2	визуально	скорость, м/с	направление, °	осадкомеры Третьякова		П2		
					левый борт	правый борт			
1а									
23 IV	1	21	1,4	300	0,2	0,2	0,2	0,010	Ход
10 V	30	62	3,0	300	0,6	1,2	0,8	0,013	Дрейф
24 VI	70	70	3,3	60	2,6	1,4	—	—	Ход
24 VI	44	60	1,6	60	17,1	17,5	13,9	0,232	Ход—дрейф
1б									
27 IV	0	7	8,3	320	0,0	0,0	0,0	0,0	Ход
20 V	0	10	5,2	300	0,0	0,0	0,0	0,0	Дрейф
31 V	0	3	6,1	330	0,0	0,0	0,0	0,0	Ход
22 VI	0	3	7,3	300	0,0	0,0	0,0	0,0	Дрейф
6 V	73	80	8,1	330	0,5	1,8	1,8	0,023	Ход
15 VI	23	15	7,2	50	0,9	1,1	0,6	0,026	"
24 V	33	34	4,7	310	7,4	8,9	7,6	0,024	Дрейф
1в									
19 IV	0	10	11,0	10	0,0	0,0	0,0	0	Ход
19 IV	0	5	11,0	10	0,0	0,0	0,0	0	"
28 IV	0	3	10,5	340	0,0	0,0	0,0	0	"
29 IV	0	5	11,1	10	0,0	0,0	0,0	0	"
3 V	0	3	10,5	360	0,0	0,0	0,0	0	Дрейф
6 V	0	4	12,4	300	0,0	0,0	0,0	0	Ход
12 VI	0	4	12,3	60	0,0	0,0	0,0	0	"
28 IV	0	20	9,0	20	0,1	0,1	0,1	0,005	"
27 IV	11	11	12,5	310	0,3	0,3	0,2	0,018	"
6 V	45	51	12,0	310	0,3	0,9	0,7	0,014	Ход—дрейф
12 V	140	174	11,7	360	1,6	3,0	2,5	0,014	Дрейф—ход
19 IV	89	134	10,8	330	2,1	—	3,2	0,024	Ход
29 V	70	90	11,7	350	1,9	3,3	3,1	0,034	Ход—дрейф
1 VI	6	4	11,0	350	0,0	0,3	0,3	0,050	Ход
28 IV	21	19	11,6	20	2,4	1,8	1,8	0,086	"
19 V	5	4	8,8	330	0,2	0,3	0,3	0,060	"
1 VI	3	4	11,0	350	0,1	0,2	0,2	0,051	"
27 IV	2	15	10,4	350	0,6	0,5	0,8	0,160	"
27 IV	8	15	8,6	330	2,4	2,3	2,1	0,140	"

Дата	Продолжительность осадков, мин		Приведенный ветер		Количество осадков			Средняя интенсивность (П2), мм/мин	Примечание
					осадкомеры Третьякова		П2		
	П2	визуально	скорость, м/с	направление, °	левый борт	правый борт			
Iг									
23 IV	0	9	13,1	360	0,0	0,0	0,0	0,0	Дрейф
23 IV	0	9	12,5	310	0,1	0,1	0,0	0,0	Ход
24 IV	0	5	14,4	360	0,0	0,0	0,0	0,0	Дрейф
25 IV	0	6	15,2	330	0,1	0,0	0,0	0,0	Ход
19 IV	13	19	12,0	360	0,5	0,5	1,8	0,095	Дрейф
23 IV	236	251	14,8	10	19,5	10,2	14,5	0,058	Ход—дрейф
25 V	97	99	13,7	30	9,9	3,9	5,8	0,059	"
13 VI	52	51	12,8	300	0,6	5,6	2,7	0,052	Дрейф
26 IV	10	15	13,8	320	4,5	4,8	3,5	0,233	Ход
Iд									
20 IV	0	6	16,0	10	0,0	0,0	0,0	0,0	Ход
25 IV	2	16	16,4	340	0,0	0,0	0,0	0,0	"
23 VI	0	4	16,2	10	0,0	0,0	0,0	0,0	"
20 IV	65	117	20,1	20	1,0	0,4	1,1	0,009	"
20 IV	42	61	18,8	20	0,5	0,2	0,7	0,011	"
21 IV	29	15	16,6	40	2,0	1,7	1,8	0,062	"
24 IV	7	13	16,3	330	1,5	3,5	3,9	0,300	Ход—дрейф
II'a									
2 V	0	27	4,0	280	0,0	0,0	0,0	0,0	Дрейф
23 V	0	9	4,4	280	0,0	0,0	0,0	0,0	"
4 VI	0	24	2,6	280	0,0	0,0	0,0	0,0	"
4 VI	66	92	4,1	260	0,9	1,5	1,3	0,014	"
21 IV	22	20	3,0	290	3,7	4,6	5,4	0,245	Ход
II'б									
24 V	0	2	6,3	280	0,0	0,0	0,0	0,0	Дрейф
28 V	0	24	5,0	280	0,0	0,0	0,0	0,0	"
30 V	0	3	6,4	290	0,0	0,0	0,0	0,0	"
7 VI	0	2	8,1	250	0,0	0,0	0,0	0,0	"
8 VI	0	12	6,2	250	0,0	0,0	0,0	0,0	"
9 VI	0	32	5,4	290	0,0	0,0	0,0	0,0	"
11 VI	0	5	4,6	260	0,0	0,0	0,0	0,0	"
16 VI	0	143	6,6	270	0,0	0,0	0,0	0,0	"
24 VI	0	3	6,8	250	0,0	0,0	0,0	0,0	"

Дата	Продолжительность осадков, мин		Приведенный ветер		Количество осадков			Средняя интенсивность (П2), мм/мин	Примечание
	П2	в изу-ально	ско-рость, м/с	направ-ление, °	осадкомеры Третьякова		П2		
					левый борт	правый борт			
5 V	18	32	6,6	270	0,0	0,6	0,3	0,009	Дрейф
25 V	17	17	8,0	280	0,2	0,2	0,1	0,006	"
24 V	8	33	6,4	280	0,0	0,6	0,4	0,012	"
29 V	11	12	5,7	260	0,2	0,3	0,2	0,017	Дрейф—ход
24 V	4	4	5,2	280	0,0	0,0	0,1	0,038	Дрейф
23 VI	13	20	7,7	280	0,5	1,2	0,8	0,040	"
13 VI	17	28	7,1	250	1,5	4,1	2,6	0,093	Дрейф—ход
14 VI	5	4	6,6	250	0,1	0,4	0,3	0,060	Дрейф
5 V	58	58	5,0	270	2,9	13,2	8,0	0,138	"
25 V	121	285	7,3	280	108,2	87,9	20,0	0,165	Дрейф, П2—часть про-цесса
23 VI	13	12	6,6	290	1,0	2,2	2,2	0,169	Дрейф
II'в									
12 VI	0	9	8,8	270	0,0	0,0	0,0	0,0	Дрейф
12 VI	0	2	12,4	280	0,0	0,0	0,0	0,0	"
13 VI	0	20	11,0	270	0,0	0,0	0,0	0,0	"
14 VI	0	4	12,4	250	0,0	0,0	0,0	0,0	"
15 VI	0	3	12,4	250	0,0	0,0	0,0	0,0	"
16 VI	0	3	11,6	270	0,0	0,0	0,0	0,0	"
13 VI	0	20	10,8	250	0,1	0,2	0,0	0,0	"
25 V	23	38	8,7	280	0,0	0,1	0,3	0,008	"
13 VI	44	69	12,2	260	—	—	1,1	0,016	"
5 V	3	12	11,4	290	0,0	0,7	0,5	0,042	Ход
13 VI	2	7	11,0	260	0,0	0,7	0,2	0,029	Дрейф
14 VI	53	128	11,5	270	0,9	4,7	3,4	0,027	Дрейф—ход
22 V	46	47	9,6	280	1,2	3,0	2,6	0,055	Дрейф
5 V	83	87	12,4	290	11,1	16,3	14,6	0,168	Ход
11 V	48	50	10,4	270	3,5	9,7	6,3	0,126	Дрейф—ход
14 VI	8	7	12,4	270	0,0	1,6	1,3	0,193	Дрейф
23 VI	25	22	11,0	270	1,6	5,1	3,3	0,132	"
13 V	9	9	8,8	270	1,4	2,6	2,4	0,267	"
II'г									
15 VI	0	16	13,8	250	0,0	0,0	0,0	0,0	Дрейф
23 VI	0	4	12,9	280	0,0	0,0	0,0	0,0	"
13 VI	10	50	15,0	260	0,2	1,0	0,4	0,008	"

Дата	Продолжительность осадков, мин		Приведенный ветер		Количество осадков			Средняя интенсивность (П2), мм/мин	Примечание
	П2	визуально	скорость, м/с	направление, °	осадкомеры Третьякова		П2		
					левый борт	правый борт			
15 VI	6	26	15,4	270	0,0	0,8	0,5	0,019	Дрейф
10 IV	194	419	14,0	280	32,4	13,9	12,3	0,063	Дрейф—ход П2—часть процесса
23 VI	54	81	14,8	280	3,9	11,4	15,9	0,196	Дрейф
П'д									
14 VI	0	9	19,2	260	0,0	0,0	0,0	0,0	Дрейф
14 VI	0	11	15,7	270	0,0	0,0	0,0	0,0	"
П'а									
25 VI	19	231	3,6	120	0,6	0,2	0,2	0,001	Ход
28 V	13	25	2,5	100	0,7	0,5	0,5	0,020	Дрейф.
28 V	23	35	1,3	100	0,8	0,3	0,5	0,014	"
11 V	277	313	1,8	80	17,5	10,2	13,8	0,044	Ход
21 V	42	47	3,1	110	15,6	11,9	13,6	0,289	Дрейф.
11 V	—	3	4,2	100	2,2	1,1	—	—	Ход
П'б									
11 V	0	5	5,9	90	0,0	0,0	0,0	0,0	Ход
16 VI	0	15	7,3	100	0,0	0,0	0,0	0,0	"
11 V	25	16	9,9	240	0,4	0,5	0,3	0,009	Дрейф—ход
16 VI	—	64	8,1	90	2,0	0,4	—	—	"
11 V	6	13	7,6	100	0,8	0,3	0,5	0,038	"
15 VI	50	70	7,5	120	10,2	4,6	17,2	0,246	"
П'в									
10 V	0	2	12,0	80	0,2	0,1	0,0	0,0	Дрейф
10 V	63	80	10,7	80	3,3	0,5	1,0	0,013	Дрейф—ход
П'г									
12 VI	24	35	12,8	70	1,6	0,2	0,5	0,014	Ход
16 VI	—	42	8,6	110	2,0	1,6	—	—	Дрейф—ход
П'а									
14 VI	0	35	3,3	240	0,0	0,0	0,0	0,0	Дрейф.
29 IV	4	31	2,9	240	0,3	0,2	0,6	0,019	"
24 V	25	23	3,8	240	0,6	1,0	1,2	0,048	"
24 V	105	83	3,0	120	10,7	10,7	9,2	0,088	"

Дата	Продолжительность осадков, мин		Приведенный ветер		Количество осадков			Средняя интенсивность (П2), мм/мин	Примечание
	П2	визуально	скорость, м/с	направление, °	осадкомеры Третьякова		П2		
					левый борт	правый борт			
Шб									
25 VI	142	272	6,4	200	1,6	7,5	10,3	0,038	Ход
Шв									
15 VI	0	15	11,0	160	0,0	0,0	0,0	0,0	Ход
15 VI	0	15	9,6	180	0,0	0,0	0,0	0,0	"
15 VI	8	15	11,8	170	1,1	1,3	1,5	0,100	"
Шг									
22 VI	100	105	12,6	230	0,6	2,0	1,2	0,011	Дрейф
16 VI	45	153	13,4	150	1,5	6,5	8,6	0,057	Ход—дрейф

метре капли, осажженной на внутренней стенке трубки, 1,3 мм. При длине шланга около 7 м потери составляют 0,1 мм осажженной влаги.

Данные табл. 1, исходя из вышесказанного, приведены без учета потерь первой порции дождя. Градация 0,0 соответствует случаю дождя с суммарным количеством до 0,1 мм. Для таких осадков, не регистрируемых плевниографом П2, в табл. 1 указано общее время выпадения осадков по визуальным наблюдениям. Таким образом, чувствительность метода измерения осадков плевниографом с вынесенным датчиком составляет 0,1 мм.

Как известно, точность измерения осадков на борту судна во многом определяется скоростью и направлением приземного ветра [2, 3].

Для анализа влияния ветра на измерения осадков нами было введено понятие приведенного ветра, являющегося результирующей составляющей истинного ветра, скорости судна на ходу и его положения в дрейфе. Именно эта составляющая ветра действует на приемную поверхность осадкосборника. Направление приведенного ветра отсчитывается по часовой стрелке от продольной оси судна, скорость его на ходу судна совпадает со скоростью кажущегося ветра. В дрейфе приведенный ветер совпадает по скорости и направлению как с кажущимся, так и с истинным ветром (рис. 2). При анализе измерений подобные схемы строились для приведенного ветра для начала и конца осадков, а при длительных осадках и для середины процесса.

Все данные измерения осадков в течение рассматриваемого периода наблюдений были разделены на четыре группы по направлению приведенного ветра относительно продольной оси ко-



рабля (рис. 3). В пределах первой группы в азимутах действия приведенного ветра  $0...60^\circ$ ,  $300...360^\circ$  должно быть минимальное искажение поля ветра, показания пювниографа с осадкоборником на фок-мачте в принципе должны определяться только скоростью приведенного ветра. Забрызгивание с надстроек судна и мачты в этом случае должно практически отсутствовать. Отметим здесь, что за все время рейса при всех направлениях приведенного ветра ни разу не было зафиксировано попадание соли в приемную воронку пювниографа.

Для исследования влияния скорости ветра все значения приведенного ветра были разбиты на пять подгрупп: а)  $0...4$  м/с, б)  $5...8$  м/с, в)  $9...12$  м/с, г)  $13...15$  м/с, д)  $>15$  м/с.

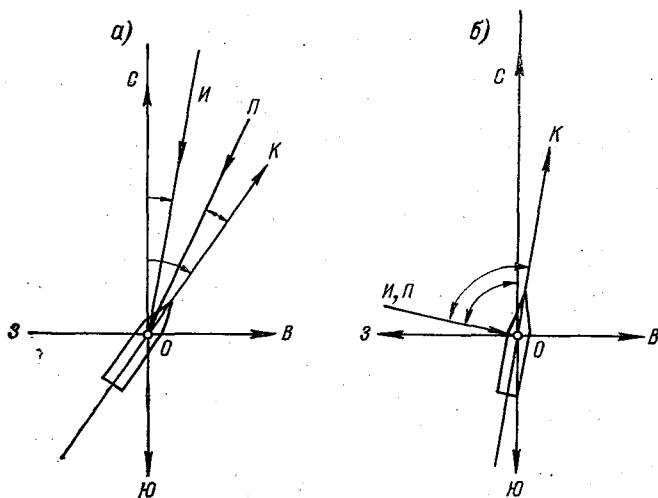


Рис. 2. Схема действия приведенного ветра.  
а — на ходу, б — в дрейфе судна; К — курс судна, И — направление измеряемого ветра, П — приведенный ветер.

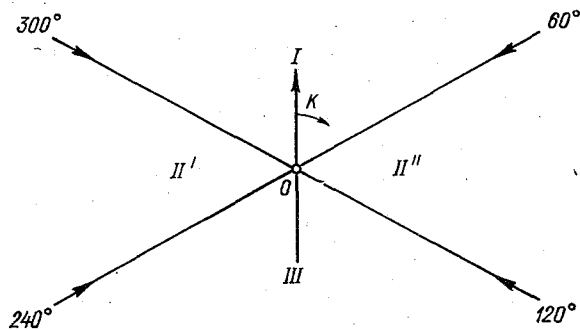


Рис. 3. Схема разделения приведенного ветра по группам.

Дата	Координаты		Время начала выпадения (по Гринвичу)		Продолжительность, мин	Количество, мм	Время осадков различной			
							0	0,001...0,010	0,011...0,020	0,021...0,050
	φ	λ	ч	мин			0	1	2	3
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	

Апр

19	3°54'	99°30'	04	27	10	0	10			
19	4 14	99 19	06	50	5	0	5			
19	5 10	98 00	12	35	19	1,8				10
19—20	5 57	96 17	22	32	134	3,2		28		48
20	4 48	93 36	09	47	6	0,0	6			
20	4 25	93 13	11	53	117	1,1			48	17
20	3 58	92 41	14	50	61	0,7		15	17	10
21	1 21	89 48	08	40	29	1,8	12		6	4
21	0 00	88 11	18	50	22	5,4				
23	2 00	85 00	14	36	21	0,2				
23	2 00	84 58	16	41	251	14,5			76	82
23	2 00	84 14	22	45	9					
23	2 00	84 10	23	06	9	0,0	9			
24	2 00	82 50	09	07	13	3,9				4
24	2 00	82 40	09	40	5	0,0	5			
25	2 00	79 15	05	05	6	0,0	6			
25	2 00	79 05	08	49	16	0,0	16			
26	2 00	73 18	21	10	15	3,5				3
27	2 00	71 44	07	25	5	0,8				
27	2 00	71 33	08	04	15	2,1				
27	2 00	71 16	09	14	11	0,2			11	
27	2 00	70 16	18	53	7	0,0	7			
28	2 00	68 25	07	45	20	0,1		20		
28	2 00	68 04	09	11	21	1,8		11		
28	2 00	66 54	18	46	3	0,0	3			
28	2 00	63 39	17	37	31	0,6				
29	2 00	63 08	20	52	5	0,0	5			

Май

2	2 00	56 10	00	30	27	0,0	27			
3	0 03	51 52	08	52	3	0,0	3			
5	3 43	44 47	11	22	58	8,0		28	17	

Таблица 2

интенсивности, мин					Интенсивность, мм/мин		Облачность	Примечание
0,051...0,100	0,101...0,200	0,201...0,500	0,501...1,000	> 1,000	сред- няя	макси- маль- ная		
4	5	6	7	8				
11	12	13	14	15	16	17	18	19

ель

					0,0	0,0	—	
					0,0	0,0	—	
		3			0,095	0,5	—	
12	1				0,024	0,200	—	
					0,0	0,0	—	
					0,009	0,024	—	
					0,011	0,030	—	
	5	2			0,062	0,350	9/7	Cu, Cb, Ac
7		15			0,245	0,500		
	1				0,0100	0,200	8/5	Cb, Cu, Ci
34	27	17			0,058	0,320	10/10	Cs, Cu
					0,0	0,0	8/6	Cb, Cu, Ac
					0,0	0,0	8/6	Cb, Cu, Ac
				3	0,300	1,233	9/8	Cb, Cu, Ac
					0,0	0,0	10/6	Cb, Cu, Ac, Ci
					0,0	0,0	9/5	Cb, Cu, Ac, Ci
		3			0,0	0,0	9/5	Cb, Cu, Ac, Ci
			4		0,233	0,625	6/3	Cb, Cu, Ac
1			1		0,160	0,700	—	
2	4		2		0,140	0,700	10/5	Cb, Cu, Ci
					0,018	0,018	—	
					0,0	0,0	9/8	Cb, Cu, Ci, Ac
					0,005	0,005	8/6	Cb, Cu, Ac, Ci
	10				0,086	0,200	—	
					0,0	0,0	8/5	Cb, Cu, Ac
2	2				0,019	0,200	8/6	Cb, Cu, Ac, Ci
					0,0	0,0	4/3	Cb, Cu, Ac
					0,0	0,0	6/6	Cb, Cu
					0,0	0,0	6/6	Cb, Cu, Ci
	4	6		3	0,138	1,400	10/8	Cb, Cu, Ac

IIIa

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	
5	3 42	44 42	13	20	87	14,6	23	16	13	8
5	3 39	42 52	22	05	12	0,5				
5	3 40	42 35	23	20	32	0,3		15		
6	3 41	42 07	02	44	4	0,0	4			
6	3 43	41 17	04	52	51	0,7	12	10	6	17
6	3 52	40 12	10	40	80	1,8	25		10	30
10	4 00	40 03	13	12	22	0,0	23			
10	4 00	40 08	14	30	80	1,0	17		30	16
10	3 23	40 46	19	55	194	12,3	58		20	22
11	2 38	42 08	04	13	3	1,6				
11	2 18	43 43	06	37	35	0,3	24		5	6
11	1 22	43 28	09	59	5	0,0	5			
11	1 20	43 31	10	17	13	0,5				
11	1 10	43 51	11	52	50	6,4			21	4
11	1 05	44 00	13	40	313	13,8	3	178	35	19
12	0 42	47 46	12	54	174	2,5	28	62	20	31
13	2 20	52 20	21	10	9	2,4	4		3	
19	8 45	57 00	03	45	5	0,3				2
20	8 44	57 00	13	34	10	0,0	10			
21	8 44	57 00	05	58	47	13,6	13			5
22	8 44	57 00	08	49	47	2,6	10		16	5
23	8 44	57 00	10	40	9	0,0	9			
24	8 44	57 00	00	40	105	9,2		11		3
24	8 44	57 00	03	13	34	7,6	9	10		
24	8 44	57 00	04	25	25	1,2				4
24	8 44	57 00	07	10	4	0,15	4			
24	8 44	57 00	20	15	33	0,4				8
24	8 44	57 00	21	11	2	0,0	2			
25	8 44	57 00	01	05	17	0,1	10	4		3
25	8 44	57 00	04	07	38	0,3	4	12		7
25	8 44	57 00	05	30	135	20,0	32	19	25	8
25	8 44	57 00	15	50	99	5,8	23	23	11	9
28	8 42	57 01	00	47	24	0,0	24			
28	8 42	57 01	19	20	25	0,5				9
28	8 42	57 01	20	03	35	0,5	7			16
29	8 42	57 01	01	25	12	0,2	8			
29	8 42	57 01	19	50	90	3,1	39		21	

11	12	13	14	15	16	17	18	19
2	8	4	4	5	0,168	1,640	—	
	3				0,042	0,058	10/8 Cb, Cu, Ac, As	
3					0,090	0,067	—	
					0,0	0,0	9/4 Cb, Cu, Ac	
		6			0,014	0,038	9/6 Cb, Cu, Ac, Ci	
					0,023	0,100	9/8 Cb, Cu, Ac, As	
					0,0	0,0	—	
64	23	7			0,013	0,038	10/10 Cb, Cu	
					0,088	0,050	10/10 Cb, Cu	
					0,533		—	
					0,009	0,033	—	
					0,0	0,0	—	
6					0,038	0,083	—	
2	13	6	2		0,126	1,000	10/8 Cb, Ac, As	
15	14	7	4	2	0,044	1,500	10/6 Cb, Cu, Ac	
7		2			0,014	0,350	10/6 Cb, Cu, Ac, As	
					0,267	1,150	4/3 Cb, Cu, Ac, Ci	
3					0,060	0,067	8/6 Cb, Cu, Ac, Ci	
					0,0	0,0	—	
5	1	9	6	3	0,289	1,800	8/5 Cb, Cu, Ac, Ci	
8	4	2			0,055	0,400	10/7 Cb, Cu, Ac, Ci	
					0,0	0,0	5/7 Cb, Cu, Ac, Ci	
11	4	9	2	1	0,088	0,700	8/8 Cb, Cu	IIIa
3		2	9		0,224	0,933	8/5 Cb, Cu, Ac, Ci	
3	5				0,048	0,150	8/7 Cb, Cu, Ci	IIIa
					0,038	0,038	8/7 Cb, Cu, Ac	
					0,012	0,050	9/7 Cb, Cu, Ci	
					0,0	0,0	—	
					0,006	0,033	—	
					0,008	0,029	10/9 Cb, Cu, Ac, As	
11	19	9	7	5	0,148	0,600	10/10 Cb, Cu	
6	19	6			0,059	0,250	10/5 Cb, Cu, Ac, As	
					0,0	0,0	10/5 Cb, Cu, Ac, As	
4					0,02	0,075	9/8 Cb, Cu, Ac, Ci	
					0,014	0,043	9/8 Cb, Cu, Ac, Ci	
3					0,017	0,067	9/6 Cb, Cu, Ac, Ci	
5		3	2		0,034	0,600	10/10 Cb, Cu	

1	2.	3	4		5	6	7	8	9	10
30	8 42	57 01	01	01	3	0,0	3			
31	9 05	62 29	20	18	3	0,0	3			

Ию

1	9 10	64 21	07	14	6	0,3				6
1	9 11	64 26	07	38	4	0,2				
4	9 14	66 45	00	28	35	0,0				
4	9 14	66 45	02	01	92	1,3		13	33	20
4	9 14	66 45	04	01	24	0,0	24			
4	9 14	66 45	05	30	4	0,0	4			
7	9 14	66 45	23	30	2	0,0	2			
8	9 14	66 45	00	25	12	0,0	12			
9	9 14	66 45	00	20	32	0,0	32			
10	9 14	66 45	04	03	62	0,8	9			21
11	9 14	66 45	10	29	5	0,0	5			
12	9 14	66 45	10	55	9	0,0	9			
12	9 14	66 45	14	35	2	0,0	2			
12	8 54	66 45	19	40	35	0,5			17	
12	8 30	66 42	21	22	4	0,0	4			
13	7 10	66 30	06	30	7	0,2				
13	7 10	66 25	09	20	20	0,0	20			
13	7 00	66 25	10	17	50	0,4			6	
13	7 00	66 25	12	01	52	2,7			9	16
13	7 00	66 25	16	10	28	2,6	7			
13	7 00	66 25	17	45	69	1,1	8	19	6	8
13	7 00	66 25	19	20	20	0,0	20			
13	7 00	66 25	20	40	80	1,8	8	32	28	2
14	7 00	66 25	00	04	5	0,3				4
14	7 00	66 25	01	48	4	0,0	4			
14	7 00	66 25	03	24	11	4,9				
14	7 00	66 25	03	55	9	0,0				
14	7 00	66 25	05	35	11	0,0	11			
14	7 30	67 00	17	28	8	1,3				
14	7 38	67 25	18	22	128	3,4	14			26
15	7 57	68 30	02	32	15					5
15	8 00	68 51	04	50	26	0,5				4
15	8 00	69 43	09	55	15	0,0	15			
15	8 00	70 05	12	36	15	0,0	15			

11	12	13	14	15	16	17	18	19
					0,0	0,0	9/5 Cb, Cu, Ac, Ci	
					0,0	0,0	8/4 Cb, Cu, Ac, Ci	
НБ								
					0,050	0,050	10/4 Cb, Cu, Ac, Ci	
3					0,050	0,067	10/7 Cb, Cu, Ac, Ci	
					0,0	0,0	8/5 Cb, Ac, Ci	IIIa
					0,014	0,050	10/8 Cb, Cu, Ac, As	
					0,0	0,0	9/5 Cb, Cu, Ac	
					0,0	0,0	9/5 Cb, Cu, Ac	
					0,0	0,0	9/6 Cb, Ac, Ci	
					0,0	0,0	9/8 Cb, Cu, Ac, Ci	
					0,0	0,0	9/5 Cb, Cu, Ac	
					0,013	0,042	9/6 Cb, Cu, Cs	
					0,0	0,0	9/8 Cb, Cu, Cs	
					0,0	0,0	10/7 Cb, Cu, Ac	
					0,0	0,0	—	
	7				0,014	0,054	10/7 Cb, Cu, Ac	
					0,0	0,0	10/5 Cb, Cu, Ac	
2					0,29	0,100	—	
					0,0	0,0	10/4 Cb, Cu, Ac, As	
4					0,008	0,075	10/10 Cb, Cu	
11	9				0,052	0,200	10/8 Cb, Cu, Ac	
6		2	2		0,093	0,700	10/6 Cb, Cu, Ac	
	3				0,016	0,200	10/6 Cb, Cu, Ac	
					0,0	0,0	10/10 Cb, Cu	
4	1	1			0,023	0,400	10/10 Cb, Cu	
	1				0,060	0,200	10/6 Cb, Cu, Ac, As	
					0,0	0,0	10/5 Cb, Cu, Ac, As	
		4		3	0,445	0,033	10/10 Cb, Cu	
					0,0	0,0	10/10 Cb, Cu	
					0,0	0,0	10/4 Cb, Cu, Ac, As	
4		4			0,193	0,250	10/4 Cb, Cu, Ac, As	
3	8	2			0,027	0,500	10/8 Cb, Cu, Ac, As	
		3			0,100	0,433	10/6 Cb, Cu, Ac, As	IIIa
	2				0,019	0,200	10/6 Cb, Cu, Ac, As	
					0,0	0,0	—	IIIa
					0,0	0,0	10/5 Cb, Cu, Ac, As	IIIb

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
15	8 00	70 59	18	07	3	0,0	3		
15	8 00	71 05	18	35	70	17,2	17	12	4
15	8 00	71 37	21	05	23	0,6			5
15	8 00	71 51	22	52	16	0,0	16		18
16	8 00	72 40	03	37	153	8,6			5
16	8 00	72 58	05	49	42	1,8			16
16	8 00	73 12	06	54	64	1,2			
16	8 00	73 34	08	40	15				
16	8 00	74 33	14	31	9	0,0	9		
16	7 54	75 16	17	44	3	0,0	3		
16	7 54	75 36	22	32	143	0,0	143		
22	5 03	78 28	04	32	3	0,0	3		
22	5 05	78 30	07	10	105	1,2	32	51	15
23	5 15	80 16	00	56	13	2,2			10
23	5 15	80 18	01	19	20	0,8		10	
23	5 15	80 19	02	33	25	3,3			5
23	5 15	80 19	05	19	81	15,9			17
23	5 15	80 19	10	20	4	0,0	4		17
23	5 15	80 19	15	03	4	0,0	4		
24	5 15	80 19	00	01	3				
24	4 00	80 19	18	25	70	2,0			
24	4 00	82 01	21	30	60	13,9			12
25	4 00	82 51	03	54	231	0,2		19	
25	4 00	84 14	15	29	319	16,5	78	27	13
25	3 59	85 03	21	25	272	10,3	20	13	40

Группы измерений II', II'' соответствуют направлениям приведенного ветра 240...300° и 60...120° соответственно.

Введение двух групп для боковых направлений приведенного ветра связано с тем, что здесь особенно сильно проявляется влияние ветра на показания осадкомеров Третьякова, с которыми сравнивались данные II2.

Приведенный ветер направлений 120...240° (ветер в корму) при выпадении осадков определяет III группу измерений (табл. I).

Рассмотрим результаты измерений осадков I группы.

За время эксперимента были зарегистрированы четыре случая выпадения осадков подгруппы Ia, которая объединяет приведенный



11	12	13	14	15	16	17	18	19
					0,0	0,0	9/4 Cb, Cu, Ac, Ci	
3		4		10	0,246	1,833	—	
					0,026	0,030	10/6 Cb, Cu, Ac, As	
					0,0	0,0	—	
3	4	15			0,057	0,500	10/6 Cb, Cu, Ac, As	IIIг
					0,043		—	П2—нет записи
					0,018		10/7 Cb, Cu, As	П2—нет записи
					0,0	0,0	—	
					0,0	0,0	8/6 Cb, Cu, Ac, As	
					0,0	0,0	—	
					0,0	0,0	10/9 Cb, Cu, Ac, As	
					0,0	0,0	—	
3					0,011	0,100	10/5 Cb, Cu, Ac, As	IIIг
	2			1	0,169	1,700	10/10 Cb, Cu	
2		1			0,040	0,500	—	
3		3	2		0,132	0,600	10/10 Cb, Cu	
8		4	3	5	0,196	0,425	10/10 Cb, Cu	
					0,0	0,0	10/10 Cb, Cu	
					0,0	0,0	10/10 Cb, Cu	
					0,0	0,0	10/5 Cb, Cu, Ac, As	
					0,028		10/5 Cb, Cu, Ac, As	П2—нет записи
10		13	9		0,232	0,850	10/5 Cb, Cu, Ac, As	
					0,001	0,010	9/5 Cb, Cu, Ac, Ci	
17		17	11		0,053	0,850	10/8 Cb, Cu, Ac, As	
36	8				0,038	0,125	10/10 Cb, Cu	IIIб

ветер встречных направлений скоростью до 4 м/с. Были отмечены осадки 1, 2, 3, 6-й введенных градаций средней интенсивности дождя. При слабых осадках показания осадкомеров Третьякова совпадают с данными П2 по обоим осадкосборникам, при увеличении интенсивности осадков, как видно из табл. 1, происходит выдувание осадков из осадкомера на наветренном борту и забрызгивание в осадкомер на подветренном борту. При сильных осадках 24 июня данные обоих осадкомеров оказались выше показаний П2. Показания П2 можно считать истинными, поскольку продолжительность осадков составила 60 мин, а измерения производились на ходу судна, затем в дрейфе. Это привело к перемене

направления приведенного ветра от  $60^\circ$  в начале выпадения осадков до  $250^\circ$  в их конце и к попеременному попаданию капель с надстроек в оба осадкомера.

Из анализа имеющихся случаев можно сделать вывод, что П2 с вынесенным осадкоборником дает достаточно точную картину выпадения осадков различной интенсивности. В то же время общая продолжительность осадков по данным пювниографа в большинстве случаев оказывается меньше, чем по визуальным наблюдениям. Это происходит из-за нефиксации П2 осадков минимальной интенсивности (графа 7 табл. 2). Таким образом, для определения средней интенсивности осадков для каждого случая следует относить сумму осадков по данным пювниографа с осадкоборником, размещенным в невозмущенном потоке и не подверженному забрызгиванию с надстроек судна и попаданию морской влаги, ко времени продолжительности осадков по визуальным наблюдениям.

В то же время тщательная проверка метеонаблюдений (табл. 1) показывает, что наблюдатель в отдельных случаях пропускает время начала или конца осадков либо их перерывы, особенно при слабых дождях минимальной интенсивности в ночное время. Отсюда возникает требование размещения на судах погоды сигнализаторов осадков.

В подгруппе 1б (скорость приведенного ветра 5...8 м/с) было отмечено 7 случаев осадков градаций средней интенсивности 0, 3, 6 (табл. 2).

Показания П2, находясь между данными осадкомеров, достаточно точно описывают процесс. Так, 15 июня приведенный ветер, имевший в начале дождя направление  $50^\circ$ , за 23 мин выпадения осадков менял свое направление, что привело к забрызгиванию и превышению данных осадкомера на наветренном борту по сравнению с осадкомером на подветренном борту.

Скорости ветра до 12 м/с соответствует 19 случаев осадков градаций средней интенсивности 1...5. Для подгруппы осадков I в общей тенденции к занижению количества осадков, регистрируемых осадкомером на наветренном борту, и к завышению осадков по осадкомеру на подветренном борту сохраняется (исключение — два случая осадков 27 апреля). Сумма осадков по показаниям П2 в большинстве отмеченных случаев лежит между данными обоих осадкомеров. Показания П2 24 апреля при скорости приведенного ветра 10,4 м/с превышают данные осадкомеров на 0,2 мм. В этом случае, по-видимому, произошло выдувание осадков из осадкомеров.

Осадки группы 1г соответствуют скорости приведенного ветра 13...15 м/с, градациям средней интенсивности 0, 4, 6. Для трех случаев из общего числа 9 для градаций 4 показания П2 лежат между данными осадкомеров. Показание П2 19 апреля (1,8 мм) в 3,5 раза превышает данные осадкомеров. Приведенный ветер скоростью 12,9 м/с был направлен навстречу судну ( $360^\circ$ ). При этом было полностью исключено попадание брызг в осадкобор-

ник П2. Следовательно, происходило выдувание осадков из осадкомеров. Для дождя средней интенсивности 0,233 мм/мин показание П2 26 апреля оказалось на 1,0 мм ниже данных осадкомера на левом борту. Продолжительность осадков составляла 15 мин. Приведенный ветер имел вначале скорость 13,8 м/с, направление 320°. Однако к концу дождя произошло изменение направления и скорости приведенного ветра, что и вызвало расхождение данных.

Таким образом, можно считать, что показания пювниографа в целом правильно отражают картину выпадения осадков и при больших скоростях приведенного ветра. В большинстве случаев показания П2 лежат между данными обоих осадкомеров, кроме 19 апреля (выдувание осадков) и 26 апреля (забрызгивание за счет вариации направления приведенного ветра). Различие в показаниях осадкомеров даже при благоприятных встречных азимутах приведенного ветра подтверждает невысокую точность стандартной методики. При скоростях приведенного ветра этой группы различия данных осадкомеров становятся значительными, характеристика, допускаемая для записи в журнале наблюдений по существующей методике (полусумма показаний осадкомеров), не соответствует истинной характеристике процесса.

При скорости приведенного ветра более 15 м/с в азимутах 300...0°, 0...60° (группа Id) было зарегистрировано 7 случаев выпадения осадков. При этом средние интенсивности осадков по показаниям П2 относились к градам 0, 1, 2, 4, 6. Для большинства случаев этой подгруппы показания П2 превышают данные каждого из осадкомеров. Только 21 апреля при средней интенсивности процесса 0,062 мм/с показания пювниографа были выше данных осадкомера на наветренном борту, но ниже на 0,2 мм данных осадкомера на подветренном борту. Поскольку азимут приведенного ветра в этом случае был равен 40°, в осадкомер на подветренном борту попадала влага с надстроек.

Для группы Id также можно сделать определенный вывод о репрезентативности показаний П2 с вынесенным на салинговую площадку осадкосборником и о занижении в целом данных осадкомеров Третьякова за счет интенсивного выдувания.

Рассмотрим результаты измерения осадков при приведенном ветре направлений 240...300° (группа II').

Подгруппе данных II' а соответствуют скорости ветра до 4 м/с. Было зарегистрировано 5 случаев осадков градацй средней интенсивности 0, 2, 6. Сумма осадков, зафиксированных П2 4 июня, лежит между данными обоих осадкомеров. Для сильных осадков 21 апреля характер их распределения обычный, а показания П2 превышают данные осадкомера на подветренном борту. Направление приведенного ветра было 290°, что не исключает вероятности попадания капель с надстроек в осадкосборник П2. В целом, малое число случаев осадков данной подгруппы не позволяет сделать определенных выводов.

Рассмотрим группу измерений П' б при приведенном ветре скоростью 5...8 м/с. Было зарегистрировано 20 случаев осадков градаций средней интенсивности 0...5. Для всех случаев осадков этой подгруппы, кроме случая продолжительных осадков 25 мая, сохраняется прослеживаемая и ранее закономерность: большое количество осадков в осадкомере на подветренном борту. При выпадении осадков 25 мая направление приведенного ветра менялось. Во всех наблюдениях показания П2 лежат между данными осадкомеров. В то же время заметно явное занижение в ряде случаев данных осадкомера на наветренном борту. Например, 5 мая при приведенном ветре скоростью 6,6 м/с, направлением 270° осадкомер на наветренном борту дает 0,0 мм, а на подветренном — 0,6 мм. Таким образом, для этой градации скорости приведенного ветра уже начинает действовать процесс выдувания осадков. Значения П2 лежат между занижаемыми показаниями осадкомера на наветренном борту и завышаемыми показаниями осадкомера на подветренном борту и в большинстве случаев отличаются от полусуммы их значений для подгруппы П'б.

Рассмотрим осадки градации П'в, приведенные в табл. 1. Был зарегистрирован 18 случаев выпадения осадков градаций интенсивности 0...6. Во всех случаях просматривается та же тенденция заполнения осадкомеров, и показания П2 в абсолютном большинстве случаев лежат между данными осадкомеров. В то же время следует обратить внимание на то, что показания П2 очень сильно отличаются от полусуммы данных обоих осадкомеров. По-видимому, при этих скоростях приведенного ветра особенно сильно происходит выдувание из осадкомера на наветренном борту. В трех случаях этот осадкомер дает нулевое значение осадков, еще в трех случаях фиксирует минимальную сумму осадков, резко отличающуюся от данных осадкомера на подветренном борту и П2, т. е. и в этих случаях происходит выдувание осадков.

Нами было замечено, что для направлений приведенного ветра 270...290° в большинстве случаев показания П2 превышают сумму данных обоих осадкомеров. По-видимому, эти показания ближе к истинным значениям, поскольку в этих румбах еще не сказывается влияние искажений, вносимых антеннами передатчика судна.

При направлениях приведенного ветра, меньших 270°, значение сумм осадков по пювиографу оказывается меньшим средней полусуммы данных обоих осадкомеров. По-видимому, при этом начинает проявляться искажение поля осадков за счет затенения. Осадки малой интенсивности, выпадавшие 25 мая, продолжительностью 38 мин при скорости приведенного ветра 8,7 м/с дали нулевое значение в осадкомере на наветренном борту и 0,1 мм в осадкомере на подветренном борту. Осадкосборник П2 зафиксировал 0,3 мм. Видимо, в этом случае следует считать истинными значения П2, а показания осадкомеров — искаженными в результате выдувания.

Осадки малой интенсивности, выпавшие 13 июня, были отмечены осадкомерами (0,1 мм на наветренном борту, 0,2 мм на подветренном) и не зафиксированы П2. В этом случае в осадко-сборник П2 попал слой влаги 0,1 мм, однако он был потерян в результате смачивания осадкомерной воронки и шланга. Это подтверждает приведенные нами ранее данные о точности метода.

Измерение осадков 25 июня выполнялось на ходу и в дрейфе судна при перемене направления приведенного ветра от  $270^\circ$  до практически противоположного —  $110^\circ$ . Показания П2, в этом случае превышающие максимальное значение по осадкомеру, следует считать более правильными, поскольку при скорости приведенного ветра 11 м/с происходило попеременное выдувание из каждого осадкомера. В целом, после рассмотрения данной группы осадков можно сделать вывод о достаточной эффективности метода измерения осадков пювниографом с вынесенным осадко-сборником для приведенного ветра указанных направлений.

Рассмотрим следующую градацию осадков (П1г) при скоростях приведенного ветра 13...15 м/с. Было зарегистрировано 7 случаев выпадения осадков градаций средней интенсивности 0...2, 4...6. Измерения производились как в дрейфе, так и на ходу судна.

Отмечается тот же характер регистрации осадков осадко-мерами Третьякова. При осадках малой интенсивности, зарегистрированных 13 и 15 июня, показания П2 лежат между значениями осадкомеров. 15 июня отмечено полное выдувание осадков из осадкомера на наветренном борту, 13 июня количество осадков явно занижено (0,2 мм при ветре 15 м/с). 14 июня при скорости приведенного ветра 13,9 м/с в начале процесса и 19,2 м/с в конце (после начала движения судна) наблюдалось полное выдувание осадков из обоих осадкомеров, средняя интенсивность по П2 0,445 мм/мин. На показаниях П2 также могло сказываться выдувание, но безусловно в меньшей степени в силу меньшей искаженности потока ветра на уровне размещения осадко-сборника П2.

Измерения П2 23 июня дали сумму 15,9 мм, превышающую данные осадкомера на подветренном борту. Приведенный ветер изменялся за время дождя (81 мин) в широких пределах как по направлению, так и по скорости. По-видимому, это и привело к занижению данных осадкомеров. Показания П2, в принципе, не могут быть завышены, поскольку направление приведенного ветра составило  $280^\circ$  (румбы, не затененные надстройками судна).

В целом для данной группы осадков сохраняется вывод о достаточной репрезентативности П2, однако, по-видимому, при этих скоростях ветра влияние выдувания осадков проявляется на показаниях всех трех приборов. Однако для формулирования окончательных выводов число случаев невелико.

Группа осадков П1д при скорости ветра  $>15$  м/с представлена в табл. 1 двумя случаями. Оба процесса протекали при дожде самой минимальной интенсивности — ни один из приборов не зафиксировал осадки. Однако, по-видимому, в этом случае про-

цесс выдувания осадков сказывается еще в большей мере, чем в группе II'г.

Рассмотрим осадки группы II'' при действии приведенного ветра в правый борт под углами 60...120°. Осадки данной группы регистрировались при скорости ветра до 15 м/с, т. е. были сведены в подгруппы а, б, в, г. Всего за время наблюдений было зарегистрировано 16 случаев выпадения осадков группы II'', которые относились к градациям средней интенсивности 0, 3, 6.

Для всех случаев осадков данной группы при всех значениях скорости ветра сохраняется характер распределения осадков на наветренном и подветренном бортах. Показания пювиографа П2 во всех случаях, кроме осадков 15 июня, находятся между данными осадкомеров. 15 июня приведенный ветер в начале выпадения осадков, продолжавшихся 30 мин, имел направление 30°, а к концу процесса изменил его на 120°, что привело к искажению показаний обоих осадкомеров.

В группе II''в осадкомеры на наветренном и подветренном бортах зарегистрировали дождь малой интенсивности 10 мая (0,1 и 0,2 мм соответственно). Этот процесс не отмечен П2. В этом случае произошла потеря осадков на смачивание. Истинную сумму выпавших осадков следует принять равной 0,1 мм.

Таким образом, и для этой группы осадков можно сделать вывод о достаточной репрезентативности показаний П2.

Рассмотрим III группу осадков, выпадающих при наиболее неблагоприятных для осадкоборника П2 направлениях приведенного ветра, при углах от оси корабля 120...240°. Измерения производились при скорости приведенного ветра до 15 м/с, зарегистрировано 10 случаев осадков градаций средней интенсивности 0, 2...4.

При отличии направлений приведенного ветра от 180° в большинстве случаев сохраняется характер заполнения осадкомеров Третьякова. Для случаев нарушения этой тенденции анализ изменений скорости ветра подтверждает вероятность забрызгивания. Статистика данной группы осадков невелика, однако для зарегистрированных случаев могут быть сделаны некоторые выводы.

В большинстве случаев, как при малых, так и при больших скоростях приведенного ветра, показания П2 превышают большее из измерений осадкомеров. В одном случае осадков (22 июня) показания П2 лежат между данными обоих осадкомеров, а в случае осадков 24 мая показания П2 меньше. Ветер в последнем случае имел направление 120°, средняя интенсивность дожда по данным обоих осадкомеров была 0,129 мм/мин. Очевидно, произошло искажение поля осадков за счет затенения П2 радиоантеннами и мачтой.

Таким образом, для группы III главным фактором, искажающим показание П2, служит направление приведенного ветра. Увеличение средней интенсивности осадков, как и следовало ожидать, увеличивает погрешность за счет попадания дополнительной влаги. В целом для большинства случаев данной группы показа-

ния П2 не отражают характеристики осадков. Однако и данные осадкомеров Третьякова для этих направлений ветра являются искаженными и не описывают явления выпадения осадков.

Таким образом, тщательный анализ метода измерения плювиографом с вынесенным на салинговую площадку осадкосборником позволяет считать, что осадки I, II групп направлений приведенного ветра достаточно адекватно описаны этим методом.

Рассмотрим некоторые характеристики осадков по данным измерений П2, приведенных в табл. 2. К количественной оценке привлекались осадки групп I, II', II''. Осадки группы III только констатируют факт выпадения осадков. По данным синоптического анализа, период наблюдений НИСП «Волна» в Индийском океане можно разделить на два основных этапа: предусмотренный и период развитого муссона. Время «взрыва» муссона для НИСП «Волна» — 12 и 13 июня 1979 г. После 19 апреля судно вышло в Индийский океан, выполнило разрез по 2° с. ш. и 6 мая прибыло в порт Момбаса. Во время этого разреза судно временами оказывалось в районе проявления ВЗК. За этот период зафиксировано 36 случаев выпадения осадков различной интенсивности над судном и 133 случая выпадения осадков на расстоянии (наблюдения с 23 апреля по 4 мая ежечасные). Плювиографом П2 были зафиксированы осадки средней интенсивности: 14 случаев градации 0, 2 — градации 1, 5 — градации 2, 3 — градации 3, 4 — градации 4, 4 — градации 5, 3 случая — градации 6. Максимальное значение средней интенсивности за дождь составило 0,300 мм/мин, максимальная интенсивность внутри процесса 1,233 мм/мин, сумма осадков за этот период (табл. 2) 66,7 мм.

В соответствии с [1] введена следующая классификация осадков по их средней интенсивности за процесс: очень слабые осадки — градация интенсивности 0—2 (до 0,020 мм/мин); слабые — градации 3 и 4 (до 0,100 мм/мин); умеренные осадки — градация 5 (до 0,200 мм/мин); сильные — градация 6 (до 0,500 мм); очень сильные — градации 7 и 8 (0,501 мм/мин и выше).

Этот период характеризовался следующей повторяемостью (%) осадков различной интенсивности: очень слабые — 60,0, слабые — 20,0, умеренные — 11,4, сильные — 8,6.

Рассмотрим период наблюдений с 10 мая по 17 июня от выхода НИСП «Волна» из порта Момбаса до прихода в порт Коломбо. На этом этапе (17 мая — 30 мая и 2 июня — 12 июня) судно работало в дрейфе на стационарных полигонах в Аравийском море. За это время наблюдалось 78 случаев выпадения осадков различной интенсивности над судном и 340 — на расстоянии. Наблюдения с 11 мая по 14 июня ежечасные. По данным плювиографа, в этот период выпадали осадки следующих градаций интенсивности: 0...28, 1...4, 2...12, 3...11, 4...7, 5...3, 6...5, 7...1 (7 случаев группы III). Максимальная средняя интенсивность за дождь при этом составила 0,533 мм/мин, максимальная интенсивность внутри зафиксированных процессов 1,833 мм/мин, сумма осадков 185,4 мм.

Этот период характеризовался следующей повторяемостью осадков (%) различной интенсивности: очень слабые — 62,0, слабые — 25,4, умеренные — 4,2, сильные — 7,0, очень сильные — 1,4.

Таким образом, и на этом этапе работы, включавшем «взрыв» муссона, преобладают осадки очень слабые, слабые и умеренные. При этом в общую сумму осадков 185,4 мм вклад очень слабых и слабых осадков составляет 110,5 мм (59,6 %), умеренных осадков 27,6 мм (14,9 %).

За период наблюдений с 22 июня до 6 июля (от выхода из Коломбо до захода в Сингапур) наблюдалось 14 случаев выпадения осадков различной интенсивности над судном и 58 случаев выпадения осадков на расстоянии (наблюдения с 23 по 27 июня ежечасные). Плювиографом зафиксированы осадки следующих градаций интенсивности: 0—40, 3—2, 4—1, 5—3, 6—1 (2 случая группы III). Максимальная интенсивность за дождь при этом составила 0,533 мм/мин; максимальная внутри зафиксированных процессов оказалась максимальной за весь период наблюдений — 2,425 мм/мин. Сумма осадков за этот период — 66,3 мм. Повторяемость осадков (%) различной интенсивности в этот период: очень слабые — 41,7, слабые — 25,0, умеренные — 25,0, сильные — 8,3. Данные табл. 2 (графы 7...15) позволяют получить также представление о структуре осадков всех зафиксированных процессов.

Рассмотрев вопросы методики измерений осадков с помощью плювиографа П2 с вынесенным на салинговую площадку фокмачты НИСП «Волна» осадкосборником и некоторые результаты измерений, выполненных в тропической зоне Индийского океана, можно сделать некоторые общие выводы.

1. Существующий метод измерения осадков над морем не дает в большинстве случаев истинной суммы осадков.

2. Выбранная точка размещения осадкосборника плювиографа позволяет достаточно достоверно описать процесс выпадения осадков (вариации интенсивности и сумму осадков) при направлениях приведенного ветра 0...120°, 240...360° и скорости приведенного ветра до 15 м/с.

3. Точность измерений сумм осадков составляет 0,1 мм; плювиограф не фиксирует осадки минимальной интенсивности. Для описания процесса выпадения осадков над океаном необходимо сочетание измерений по плювиографу с вынесенным осадкосборником и визуальных наблюдений.

4. Предварительный анализ данных измерений П2 позволил получить некоторые количественные характеристики осадков в период наблюдений в тропической зоне Индийского океана.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Алибегова Ж. Д. Структура полей жидких осадков за короткие интервалы времени. — Л.: Гидрометеиздат, 1975. — 134 с.



2. Алибегова Ж. Д., Мелентьев В. В. Комплексные исследования связей характеристик жидких осадков с их радионизлучением в XVIII рейсе НИС «Академик Королев». — Труды ГГО, 1979, вып. 422, с. 70—91.

3. Ролль Г. У. Физика атмосферных процессов над морем. — Л.: Гидрометеоздат, 1968. — 398 с.

4. Czerwinski N. Struktur maritimer Regen gemessen auf der Atlantischen Expedition 1969 (GARP) mit dem Forschungsschiff „Meteor“. — Met. Forschungsergebnisse, 1971, Reihe B, N 6, S. 61—71.

*А. А. Кмито*

## ОЦЕНКА ДИНАМИЧЕСКИХ ПОГРЕШНОСТЕЙ ИЗМЕРЕНИЯ СОЛНЕЧНОЙ ПОСТОЯННОЙ

При непосредственных измерениях солнечной постоянной, выполняемых с помощью космических аппаратов, наряду со статистическими погрешностями [3] создаются условия для появления случайной динамической погрешности. Она может быть обусловлена изменениями во времени измеряемой энергетической освещенности, происходящими как за счет непостоянства самого солнечного излучения, так и за счет колебаний космического аппарата или рыскания системы автоматического слежения за Солнцем.

Динамическая погрешность метеорологических измерительных устройств, определяемая как разность между исправленным на статическую погрешность отсчетом по прибору и истинным значением измеряемой величины, в общем виде исследовалась в ряде работ [2, 4 и др.]. Рассмотрим основы теории и возможные оценки этой погрешности применительно к пиргелиометрии, учитывая, что она может быть внесена как в процессе измерений, так и при обработке результатов вследствие неправильной интерпретации или необоснованного выбора интервала их осреднения.

Известно [1], что поведение измерительной системы в неустановившемся (динамическом) режиме полностью описывается его дифференциальным уравнением, которое связывает изменение во времени  $t$  выходной величины  $y(t)$  с изменением входной (измеряемой) величины  $x(t)$ .

Для решения ряда задач, в частности поставленной нами, можно воспользоваться весовой функцией  $g(t)$ , описывающей реакцию (запаздывание) выхода  $y(t)$  при импульсном входном воздействии. Учитывая, что актинометрические приборы, в том числе пиргелиометры, представляют собой инерционные звенья первого порядка, характеризующиеся постоянной времени  $\tau$ , весовую функцию измерительной аппаратуры запишем в виде

$$g(t) = \frac{1}{\tau} \exp\left(-\frac{t}{\tau}\right). \quad (1)$$

Будем считать, что осреднение измеряемой величины  $x(t)$  производится на некотором интервале времени  $T$ , а показаний прибора  $y(t)$  — на интервале  $\theta$ . Тогда абсолютная динамическая погрешность будет

$$\begin{aligned} \delta x[T, \theta, g(t)] &= \frac{1}{T} \int_0^T x(t) dt - \frac{1}{\theta} \int_0^{\theta} y(t) dt = \\ &= \frac{1}{T} \int_0^T x(t) dt - \frac{1}{\theta} \int_0^{\theta} \int_0^{\infty} g(t_1) x(t - t_1) dt dt_1. \end{aligned} \quad (2)$$

Дисперсия этой погрешности  $Dx = \sigma_g^2 x$  будет представлять собой средний квадрат величины  $\delta x$ , т. е.

$$\begin{aligned} \sigma_g^2 x[T, \theta, g(t)] &= \frac{1}{T^2} \int_0^T \int_0^T R x(t - t_1) dt dt_1 - \\ &- \frac{2}{T\theta} \int_0^{\infty} g t_2 \int_0^T \int_0^{\theta} R x(t - t_1 - t_2) dt dt_1 dt_2 + \\ &+ \frac{1}{\theta^2} \int_0^{\infty} \int_0^{\infty} g(t_1) g(t_2) \int_0^{\theta} \int_0^{\theta} R x(t_1 - t_3 + t_2 - t_1) dt dt_1 dt_2 dt_3, \end{aligned} \quad (3)$$

где  $\sigma_g x[T, \theta, g(t)]$  — средняя квадратическая случайная динамическая погрешность измерений,  $R x(t) = \frac{1}{T_1} \int_0^{T_1} [x(t) - \bar{x}] [x(t+t_1) - \bar{x}] dt$  — автокорреляционная функция величины  $x(t)$ , определяемая на интервале  $T_1$ ;  $t_1$ ,  $t_2$  и  $t_3$  — текущие значения времени.

Из соотношений (2) и (3) видно, что средняя квадратическая погрешность  $\sigma_g x(T, \theta)$  существенно зависит от интервала осреднения как измеряемой величины  $T$ , так и показаний прибора  $\theta$ . Динамическая погрешность  $\sigma_g x(0, 0)$  мгновенных отсчетов может быть найдена из общего соотношения путем предельного перехода при  $T \rightarrow 0$  и  $\theta \rightarrow 0$ .

Постоянная времени измерительного прибора  $\tau$  входит в эти соотношения через его реакцию  $g(t)$ , а скорость изменения входной величины  $x(t)$  описывается автокорреляционной функцией  $R x(t)$ . Известно [1, 2], что корреляционные функции широкого класса стационарных эргодических случайных процессов может быть аппроксимирована экспоненциальной зависимостью. Применительно к измерениям энергетической освещенности прямой солнечной радиации  $E(t)$  или солнечной постоянной, подверженной достаточно быстрым изменениям во времени, эта аппроксимация будет иметь вид

$$RE(t) = RE(0) \exp(-\mu t), \quad (4)$$

где  $RE(\theta) = DE(t)$  — дисперсия измеряемой величины  $E(t)$ ;  $\mu$  — параметр, характеризующий скорость убывания автокорреляционной функции  $RE(t)$ .

Для динамической погрешности мгновенных отсчетов инерционного прибора, пользуясь соотношениями (1) и (4), получается следующее выражение:

$$\sigma_g E(0, 0, \tau) = \sqrt{RE(0) - \frac{1}{\tau} \int_0^{\infty} RE(t) \exp\left(-\frac{t}{\tau}\right) dt.} \quad (5)$$

Практически, однако, можно пользоваться автокорреляционной функцией не энергетической освещенности  $RE(t)$  на входе прибора, а корреляционной функцией  $Ru(t)$  выходного сигнала  $u(t)$ . Для перехода от  $RE(t)$  к  $Ru(t)$  воспользуемся тем, что для приборов, обладающих постоянной времени  $\tau$  не более 30 с, с погрешностью не более 0,1 % можно считать, что

$$RE(t) \approx Ru(t) (1 + \mu \tau). \quad (6)$$

Пользуясь этим соотношением, окончательно получим

$$\sigma_g E(t) = \sigma u(t) \sqrt{\left(1 - \frac{1}{1 + \mu \tau}\right) (1 + \mu \tau)} \approx \sigma u(t) \sqrt{\mu \tau}, \quad (7)$$

где  $\sigma u(t)$  — среднее квадратическое отклонение выходного сигнала  $u(t)$ .

Отсюда следует, что динамическая погрешность пиргелиометров, измеряющих случайно изменяющуюся во времени радиацию  $E(t)$ , определяется безразмерным параметром  $\mu \tau$ . Значение этой погрешности может быть сравнительно большим. Так, при  $\mu \tau = 0,2$  (коэффициент  $\mu$  составляет всего  $10^{-2}$  с при  $\tau = 20$  с) и дисперсии выходного сигнала  $Du(t) = 2,5 \cdot 10^{-3} \text{ В}^2$  (среднее квадратическое отклонение  $\sigma u(t)$  составляет только 1 % уровня сигнала  $u(0) = 5 \text{ В}$ ) динамическая погрешность достигает почти 0,5 % измеряемой величины.

Анализ [2] показывает, что погрешность осреднения дискретных отсчетов по инерционному прибору на интервале  $\theta$  зависит, кроме параметра  $\mu \tau$ , от отношения  $\theta/\tau$ . Так, при  $\theta = 0,5\tau$  и  $\mu \tau = 0,2$  или  $\theta = \tau$  и  $\mu \tau = 0,1$  она составит 2...3 %, а при  $\theta = \tau$  и  $\mu \tau = 0,01$  снижается до 0,2 %.

Таким образом, осреднение показаний инерционного прибора, в частности пиргелиометра, при измерении быстро меняющихся величин имеет смысл только на интервале  $\theta$ , в несколько раз превышающем его постоянную времени  $\tau$ . Мгновенные отсчеты по прибору практически совпадают со средним за период осреднения  $\theta = 2\tau$ . Другими словами, прибор осредняет изменяющуюся любым образом во времени величину  $x(t)$  за период примерно  $2\tau$  (точнее  $\theta = 1,7\tau$ ). Следовательно, пиргелиометр с постоянной времени даже  $\tau = 2$  с будет существенно (более чем на 10 %) искажать колебания солнечной постоянной, которые происходят с периодом менее 4...5 с.

Для измерения колебаний солнечной постоянной необходим тщательный учет динамических погрешностей, вносимых за счет действия системы наведения прибора на Солнце на конкретном носителе.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бессекерский В. А., Попов Е. П. Теория систем автоматического регулирования. — М.: Наука, 1972. — 763 с.
2. Брагинская Л. Л., Каган Р. Л. О влиянии инерции прибора на точность метеорологических измерений. — Труды ГГО, 1966, вып. 191, с. 19—26
3. Кмито А. А. Оценка погрешности пиргелиометров. — Труды ГГО, 1979 вып. 413, с. 114—121.
4. Системы получения и передачи метеорологической информации, А. А. Кмито, Н. С. Коковин, Н. Ф. Павлов и др. — Л.: Гидрометеиздат, 1971.— 471 с.

*А. А. Кмито, Е. И. Чистякова*

### АБСОЛЮТНЫЙ ПОЛОСТНОЙ ПИРГЕЛИОМЕТР С ДВУХСТУПЕНЧАТЫМ ОХЛАЖДЕНИЕМ ПРИЕМНИКА

Повышение точности радиационных измерений, как известно [2, 3], имеет первостепенное значение для современной геофизики. С целью решения этой задачи в ГГО было предложено устройство [1] с гибким охлаждением теплового приемника радиации, так что его температура  $T_{\Pi}$  в процессе измерений удерживается равной температуре корпуса прибора  $T_{\text{к}}$ , которая в свою очередь регулируется так, чтобы она была равна температуре окружающей среды ( $T_{\text{к}}=T_0$ ). Благодаря этому практически устраняются погрешности неэквивалентности замещения [1, 2]. Такое устройство получило название пиргелиометра с двухступенчатым охлаждением приемника радиации. В отличие от пиргелиометра с одноступенчатым охлаждением приемника радиации, устройство которого рассматривалось нами ранее [5], у него имеется промежуточный корпус. Тепловая энергия, выделяющаяся в приемнике радиации, с помощью холодильника (теплового насоса) первой ступени отводится к промежуточному корпусу, тепловое состояние которого характеризуется температурой  $T_{\text{к}}$ . В процессе работы прибора холодопроизводительность холодильника первой ступени регулируется так, чтобы температуры приемника радиации и промежуточного корпуса были равны ( $T_{\Pi}=T_{\text{к}}$ ). Тепловая энергия, отводимая на промежуточный корпус холодильником первой ступени, в свою очередь отводится на наружный корпус прибора с помощью холодильника (теплового насоса) второй ступени. Температура наружного корпуса прибора в результате этого повышается и тепловая энергия с него отдается окружающей среде

од действием теплообмена. Наружный корпус прибора выполнялся достаточно массивным, чтобы его температура менялась медленно (по сравнению со временем одного измерения) и не влияла на работу прибора.

Таким образом, двухступенчатое охлаждение приемника радиации позволяет избавиться от влияния изменений температуры корпуса прибора на результат измерений, которое было замечено нами при испытаниях макета пиргелиометра с одноступенчатым охлаждением приемника радиации [5] несмотря на сравнительно малую разницу температур приемника радиации и корпуса прибора в процессе измерений:  $T_{\text{п}} - T_{\text{к}} \approx 0,1$  К. Температура приемника в обеих фазах работы прибора (при электрическом и радиационном нагреве приемника) удерживается равной температуре окружающей среды  $T_0$  ( $T_{\text{п}} = T_{\text{к}} = T_0$ ).

Результаты исследований макета пиргелиометра с одноступенчатым охлаждением приемника радиации были учтены нами при разработке макета пиргелиометра повышенной точности. Кроме термостабилизации температуры корпуса приемника радиации (двухступенчатое охлаждение), в новом макете пиргелиометра плоский приемник радиации был заменен полостным в виде медного конуса, полученного методом электролитического осаждения. Большое внимание при изготовлении конического приемника радиации было уделено поглощающему покрытию приемника. Для чернения конических полостей было разработано специальное зеркально-черное покрытие, наносимое методом электроосаждения. Коэффициент поглощения зачерненных конических приемников радиации  $\alpha$  измерялся на специальной установке с погрешностью  $\delta\alpha = \pm 0,00002$  [4]. У лучших образцов он достигал 0,99999... 0,99995.

Заметим, пользуясь случаем, что разработка и введение в строй уникальной установки для определения коэффициентов поглощения, близких к единице, с высокой точностью [4] позволяет решить одну из важнейших задач современной пиргелиометрии. Решение этой задачи, как уже указывалось [2], позволяет практически исключить вклад погрешности определения коэффициента поглощения  $\alpha$  в погрешность результата измерений прямой радиации солнца  $\sigma E$ . В этом случае основной вклад в погрешность  $\sigma E$  вносит неисключенный остаток систематической погрешности измерений радиации за счет неэквивалентности замещения измеряемой радиации электрической мощностью  $\Delta A$ . Снижение последней путем охлаждения приемника до температуры среды, достигаемое описываемым устройством, в таких условиях становится особенно существенным.

Принципиальная схема устройства приемной части и цепей управления работой одного из вариантов пиргелиометра с двухступенчатым охлаждением конусного приемника радиации показана на рис. 1. В этом макете приемника коническая полость имеет угол при вершине  $15^\circ$ , высоту 50 мм и толщину стенок около 0,1 мм.

У вершины конуса расположена бифилярно намотанная из ни-

хромовой проволоки ( $d=0,05$  мм) спираль замещения 3. При этом занятая электрическим нагревателем часть поверхности конуса соответствует зоне, которая освещается солнцем через ограничивающую прецизионную диафрагму 8. У основания конуса намотан никелевый термометр сопротивления 6 (диаметр провода

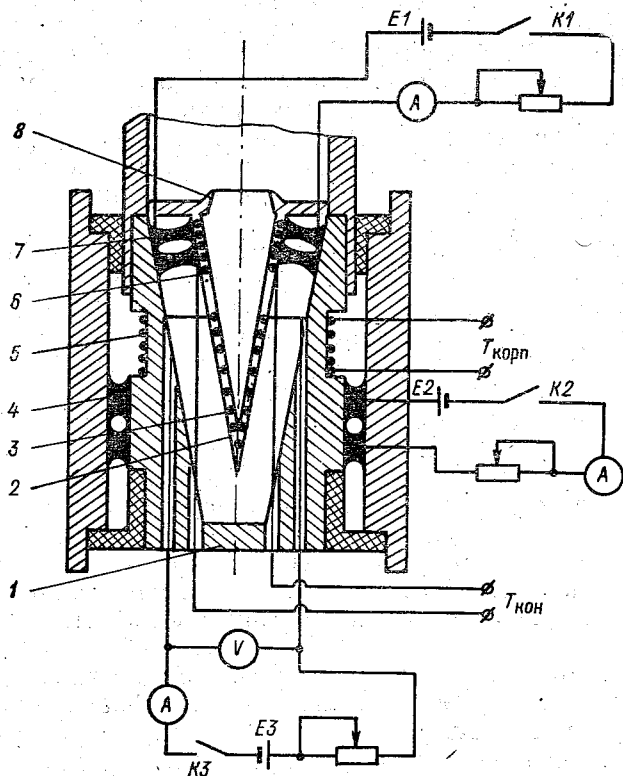


Рис. 1. Схема устройства приемного блока пиргелиометра с конусным приемником.

0,05 мм; сопротивление термометра 200 Ом). Для защиты обмоток приемный конус помещается во вторую коническую оболочку (броню) 2. Холодильник конуса 7, выполняющий роль первой ступени охлаждения приемника, укреплялся на промежуточном корпусе 1. Ветви холодильника располагались по периметру конической оболочки 2 у его основания и одновременно служили для крепления всего узла приемника к промежуточному корпусу. Ветви холодильника 4 промежуточного корпуса (вторая ступень охлаждения) крепились к наружному корпусу прибора, снабженному радиаторами для лучшего теплообмена с окружающей средой. Таким образом, несущей конструкцией для промежуточного

корпуса, аналогично приемнику, служит его холодильник 4. Прецизионная диафрагма 8 крепится к промежуточному корпусу, составляя с ним единое целое. Температура этого элемента прибора, как и приемника радиации, измеряется никелевым термометром 5 ( $d=0,05$ ,  $r=250$  Ом).

Важно заметить, что при такой конструкции промежуточного корпуса на приемник, через диафрагму 8, попадает только измеряемое излучение. При условии  $T_{\text{корп}}=T_{\text{кон}}$ , как в фазе радиационного, так и электрического нагрева приемника, тепловые потери через боковые поверхности и систему крепления приемника практически сводятся к нулю. При условии приведения температуры промежуточного корпуса к температуре среды ( $T_{\text{корп.}}=T_{\text{кон.}}=T_0$ ) практически устраняются и тепловые потери через входное отверстие диафрагмы 8.

Для питания спирали замещения (в фазе электрического нагрева приемника) служит источник напряжения  $EЗ$ , включаемый ключом  $КЗ$ . Мощность напряжения замещения измеряется приборами ( $A$  и  $V$ ). Между обмотками термометра сопротивления и электрического нагревателя существует пространство высотой около 5 мм. Оно предусмотрено для выравнивания температурных полей конусного приемника радиации в области термометра со-

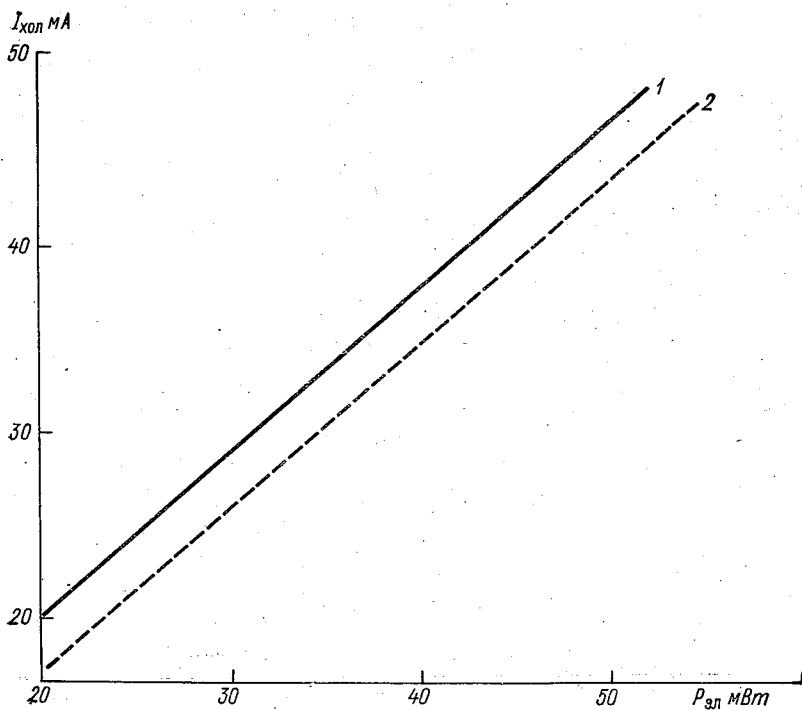


Рис. 2. Зависимость тока холодильника  $I_{\text{хол}}$  от электрической мощности замещения  $P_{\text{эл}}$  для пиргелиметра с двойным конусом.

противления при освещении и электрическом нагревании приемника и тем самым для уменьшения неэквивалентности замещения измеряемой радиации электрической мощностью.

Радиальные термоэлектрические холодильники обеих ступеней, обладающие достаточной механической прочностью для выполнения роли вышеуказанных несущих конструкций, имели температурно независимый в диапазоне 270...320 К коэффициент термоЭДС  $\beta=4$  мВ·К<sup>-1</sup>, оптимальные токи от 0,5 до 1,2 А, максимальную холодопроизводительность около 1 Вт и активное сопротивление около 2 Ом.

В качестве термодатчиков при изготовлении других вариантов макета прибора использовались более чувствительные микротермисторы типа СТЗ-25, наклеиваемые по периметру конуса. Кроме того, с целью снижения инерционности использовались конусы без брони и уменьшенные примерно вдвое.

Основной задачей первого этапа исследований созданных макетов, кроме обработки основных элементов и конструкции в це-

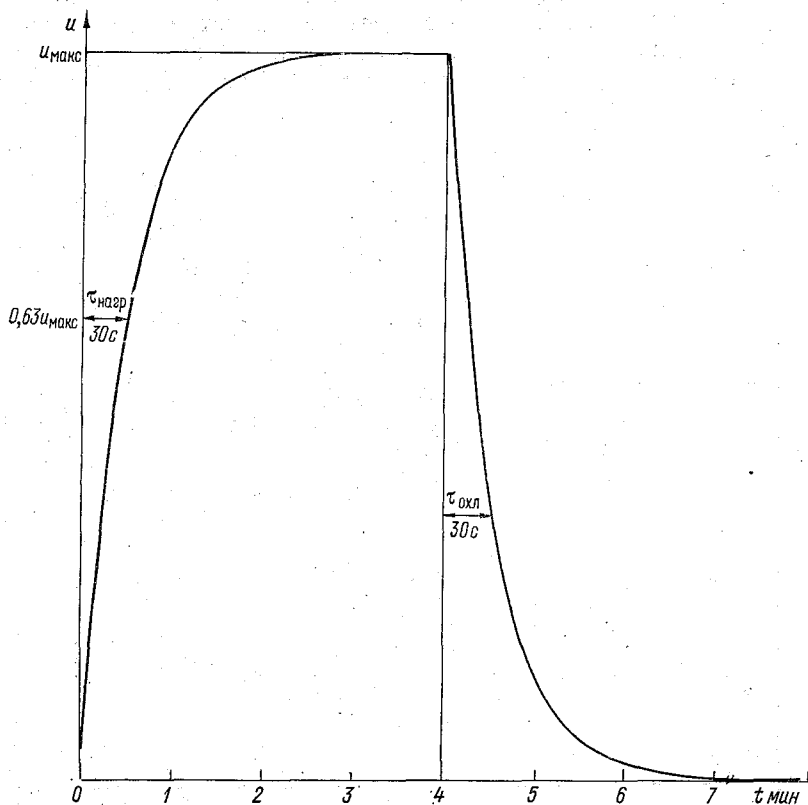


Рис. 3. Изменение сигнала термодатчиков-пиргелиометра с двойным конусом во времени.



лом, являлось проведение лабораторных исследований их чувствительности и инерционности. Экспериментально для различных макетов пиргелиометров с одноступенчатым охлаждением приемника была получена средняя чувствительность  $S=5 \cdot 10^{-5} \text{ В} \times \text{Вт}^{-1} \cdot \text{м}^2$  [5]. Это свидетельствует о значительном теплостоке, по-видимому, проходящему по ветвям холодильника.

Чувствительность по току холодильника для макетов пиргелиометров с двухступенчатым охлаждением приемника по мере их совершенствования менялась от  $5 \cdot 10^{-5} \text{ А} \cdot \text{Вт}^{-1} \cdot \text{м}^2$  для пиргелиометра с приемником радиации в виде конуса с броней и двухступенчатым охлаждением до  $1,7 \cdot 10^{-4} \text{ А} \cdot \text{Вт}^{-1} \cdot \text{м}^2$  для пиргелиометра с приемником в виде укороченного конуса без брони. Чувствительность этих макетов пиргелиометра по термодатчикам менялась от  $1,2 \cdot 10^{-3} \text{ Ом} \cdot \text{Вт}^{-1} \cdot \text{м}^2$  для никелевого термометра сопротивления до  $2,2 \cdot 10^{-1} \text{ Ом} \cdot \text{Вт}^{-1} \cdot \text{м}^2$  при использовании полупроводниковых термисторов СТЗ-25.

Характер зависимости тока холодильника  $I_{\text{хол}}$  от мощности  $P_{\text{эл}}$ , выделяющейся в спирали замещения, при включении второй ступени охлаждения сохранялся. Однако при этом ток питания холодильника конуса несколько уменьшался по абсолютной величине, как это показано на рис. 2 (кривая 2 получена при действии второй ступени охлаждения).

Постоянная времени прибора с двойным конусом (рис. 3) составляла 30 с.

Таким образом, проведенные исследования позволяют надеяться на успешное завершение разработок прибора с двухступенчатым охлаждением приемника. Точностные характеристики его будут исследованы при проведении полевых исследований макетов, и сравнении их с эталонным пиргелиометром.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Авт. св. № 517807 (СССР). Абсолютный полостной пиргелиометр. А. А. Кмито. — Бюлл. открытий, изобретений, промышленных образцов и товарных знаков, 1976, № 22.
2. Кмито А. А. Оценка современной точности пиргелиометрических измерений. — В кн.: Использование данных о солнечной радиации в народном хозяйстве. Л., Гидрометеониздат, 1979, с. 128—138.
3. Кмито А. А. Анализ возможностей повышения точности радиационных измерений с помощью полупроводникового теплового насоса. — В кн.: Теплофизические вопросы прямого преобразования энергии. — Киев, Наукова думка, 1979, с. 127—131.
4. Либерман А. А. Метод и измерительная аппаратура для определения коэффициентов поглощения приемного элемента ГПЭ. — Измерительная техника, 1979, № 4, с. 42—44.
5. Пиргелиометр с термоэлектрическим охлаждением приемной поверхности/А. А. Кмито, Е. С. Ансюк, В. П. Агапова, В. В. Разиньков. — Труды ГГО, 1977, вып. 384, с. 74—80.

## ОЦЕНКИ ПРИМЕНИМОСТИ ПРИБЛИЖЕНИЯ ЧЕРНОГО ТЕЛА К ИЗЛУЧЕНИЮ АТМОСФЕРЫ ВБЛИЗИ ГОРИЗОНТА

При экспериментальном исследовании угловой зависимости нисходящего излучения атмосферы в спектральном интервале 8...12 мкм [2, 5, 6] было отмечено, что летом излучение атмосферы вблизи горизонта сопоставимо с излучением черного тела при температуре приземного слоя воздуха. Теоретические расчеты интенсивности собственного излучения атмосферы при углах визирования вблизи горизонта также подтверждают эту закономерность во всей спектральной области 2,5...50 мкм [4].

Как известно, угловое распределение яркости излучения атмосферы  $B_{\Delta\lambda}(\theta)$ , измеряемое на уровне подстилающей поверхности  $z=0$ , описывается соотношением

$$B_{\Delta\lambda}(\theta) = \int_0^{\infty} E_{\lambda}(T) \frac{\partial P_{\Delta\lambda}(\theta, z)}{\partial z} dz, \quad (1)$$

где  $E_{\lambda}(T)$  — функция Планка,  $P_{\Delta\lambda}$  — функция пропускания атмосферы в спектральном интервале  $\Delta\lambda$ .

Угловое распределение яркости излучения атмосферы обусловлено двумя противоположно действующими процессами генерирования излучения атмосферы: с одной стороны, процессом ослабления излучения вышележащих слоев нижележащими слоями, с другой стороны, процессом собственного излучения каждого слоя атмосферы. Оба эти процесса в свою очередь зависят от стратификации атмосферы и вертикального распределения поглощающих компонент. При изменении угла визирования от зенита к горизонту роль высоколежащих слоев атмосферы ослабевает и вблизи горизонта излучение атмосферы практически не зависит от концентрации поглощающего вещества и формируется как излучение черного тела при температуре приземного слоя воздуха.

Результаты измерений углового распределения собственного излучения атмосферы в марте — апреле 1974 г. показали, что собственное излучение атмосферы в интервале спектра 8...12 мкм вблизи горизонта заметно отличается от излучения черного тела при температуре приземного слоя воздуха. Измерения производились при низких значениях приземной абсолютной влажности (2...5 гПа) и температуре воздуха — 9...3°C. Описание инфракрасной аппаратуры и методика измерений приведены в работах [5, 6].

На рис. 1 представлены данные измерений собственного излучения атмосферы при углах визирования у горизонта и соответ-

ственно расчетные значения яркости при условии, что излучательная способность атмосферы у горизонта равна единице. По оси абсцисс на рис. 1 отложены измеренные средние значения яркости атмосферы в диапазоне спектра, определяемом спектральной характеристикой прибора  $\varphi(\lambda)$ :

$$\bar{B}_{\Delta\lambda \text{ изм}} = \frac{\int_{\Delta\lambda} \varphi(\lambda) B_a(\lambda, T) d\lambda}{\int_{\Delta\lambda} \varphi(\lambda)}, \quad (2)$$

где  $B_a(\lambda, T)$  — спектральное распределение яркости атмосферы вблизи горизонта.

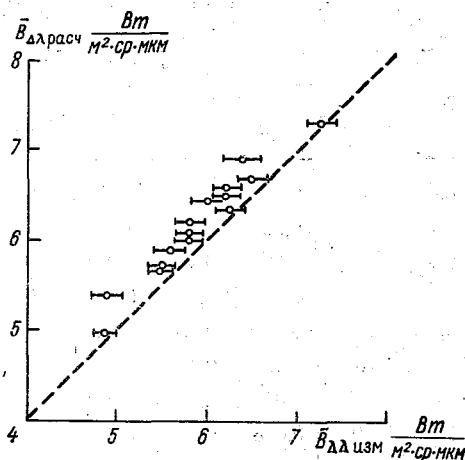


Рис. 1. Регрессия между измеренными значениями яркости атмосферы ( $\bar{B}_{\Delta\lambda \text{ изм}}$ ) вблизи горизонта и расчетными ( $\bar{B}_{\Delta\lambda \text{ расч}}$ ) в предположении, что излучательная способность равна единице.

В случае выполнения черного приближения в формуле (2) спектральное распределение яркости атмосферы определяется функцией Планка при температуре приземного слоя воздуха. Эта величина отложена по оси ординат на рис. 1.

Экспериментальные точки, приведенные на рис. 1 с оценкой погрешности измерений, значительно отклоняются от прямой, соответствующей излучательной способности атмосферы, равной единице. В среднем оценка излучательной способности атмосферы вблизи горизонта по данным серии измерений в марте — апреле 1974 г. составляет 0,95.

Представляет интерес для различных метеоусловий оценить протяженность горизонтальной трассы  $L$ , на которой излучательную способность атмосферы в диапазоне 8...12 мкм можно принять равной 0,99, т. е. близкой к единице. Таким образом, будем исходить из предположения, что пропускание горизонтальной трассы составляет 0,01.

В настоящей работе спектральное пропускание  $P$  в интервале спектра 8...12 мкм определялось как произведение пропусканий,

обусловленных аэрозольным ослаблением, селективным и континуальным поглощением водяного пара, поглощением озона в полосе 9,6 мкм и поглощением равномерно перемешанных газов  $\text{CO}_2$ ,  $\text{CO}$ ,  $\text{CH}_4$ ,  $\text{N}_2\text{O}$ . Расчеты пропускания газовыми компонентами атмосферы были проведены по методике Кембриджской исследовательской лаборатории военно-воздушных сил США (AFCL).

Для определения аэрозольного ослабления была выбрана континентальная модель дымки [3], которая по сравнению с другими моделями аэрозоля, приведенными в работе [1], дает низкие значения относительного коэффициента аэрозольного ослабления в интервале спектра 8...12 мкм.

Таблица 1

Оценки длины горизонтальной трассы  $L$ , общее пропускание которой  $P=0,01$ , в условиях чистой атмосферы

$\lambda$ мкм	$T=273\text{K}, e=5\text{ гПа}$					$T=298\text{K}, e=20\text{ гПа}$				
	$L$ км	$P_{\text{H}_2\text{O}}^k$	$P_{\text{H}_2\text{O}}^c$	$P_{\text{O}_3}^c$	$P_{\text{газы}}^c$	$L$ км	$P_{\text{H}_2\text{O}}^k$	$P_{\text{H}_2\text{O}}^c$	$P_{\text{O}_3}^c$	$P_{\text{газы}}^c$
8,0	75	0,22	0,15	1	0,30	14	0,075	0,22	1	0,65
8,5	135	0,06	0,25	1	0,70	18	0,035	0,32	1	0,90
9,0	175	0,02	0,45	0,95	0,96	22	0,015	0,62	1	1
9,5	90	0,15	0,68	0,18	0,56	17	0,028	0,75	0,50	0,80
10,0	115	0,05	0,73	0,29	0,89	17	0,018	0,78	0,70	0,95
10,5	130	0,02	0,72	1	0,80	16	0,015	0,82	1	0,93
11,0	130	0,015	0,68	1	0,98	14	0,015	0,79	1	1
11,5	110	0,018	0,55	1	1	12	0,015	0,70	1	1
12,0	100	0,015	0,60	1	0,95	11	0,012	0,78	1	0,99

Модели спектрального хода аэрозольного ослабления  $\alpha_a(\lambda)$  по отношению к значению  $\alpha_a(0,6) = 1 \text{ км}^{-1}$  на длине волны 0,6 мкм приведены в работе [1]. Коэффициент аэрозольного ослабления на длине волны 0,6 мкм определялся по соответствующему значению метеорологической дальности видимости  $S_m$ :

$$\alpha_a(0,6) = \frac{3,9}{S_m}. \quad (3)$$

Чтобы получить представление о возможном разбросе значений эффективной толщины слоя атмосферы, формирующего излучение, были выбраны две метеорологические ситуации:

а) условия относительно высокой метеорологической дальности видимости ( $S_m=20$  км) и пониженной влажности (абсолютная влажность у поверхности земли 5 гПа) при температуре воздуха  $T=273$  К;

б) условия низкой дальности видимости ( $S_m=3$  км) и повышенной влажности (20 гПа) при  $T=298$  К.

Путем подбора  $L$  для каждой длины волны в интервале спектра от 8 до 12 мкм с шагом  $\Delta\lambda=0,5$  мкм было найдено такое значение  $L$ , при котором выполняется условие  $P=0,01$ .

Для определения пропускания, обусловленного поглощением газовыми компонентами атмосферы, в отчете [7] приведены номограммы, входными параметрами в которые являются следующие данные: длина трассы  $L$  км, количество осажденной воды  $W=W'L$ , эффективное количество осажденной воды  $B=bL$ , количество озона  $u$ .

Таблица 2

Оценки длины горизонтальной трассы  $L$ , общее пропускание которой  $P=0,01$ , с учетом аэрозольного ослабления

$\lambda$ мкм	$T=273$ К, $e=5$ гПа, $S_M=20$ км						$T=298$ К, $e=20$ гПа, $S_M=3$ км					
	$L$ км	$P_{H_2O}^K$	$P_{H_2O}^C$	$P_{O_3}^C$	$P_{газы}^C$	$P_{аэр}$	$L$ км	$P_{H_2O}^K$	$P_{H_2O}^C$	$P_{O_3}^C$	$P_{газы}^C$	$P_{аэр}$
8,0	70	0,25	0,18	1	0,30	0,76	11	0,13	0,27	1	0,65	0,75
8,5	130	0,08	0,25	1	0,70	0,68	17	0,045	0,40	1	0,90	0,72
9,0	165	0,03	0,52	0,95	0,96	0,68	21	0,02	0,75	1	1	0,72
9,5	80	0,16	0,72	0,20	0,58	0,84	16	0,04	0,70	0,95	0,8	0,79
10,0	110	0,06	0,75	0,30	0,90	0,70	16	0,02	0,80	0,73	0,98	0,77
10,5	125	0,03	0,71	1	0,80	0,68	15	0,02	0,83	1	0,95	0,73
11,0	110	0,02	0,70	1	0,99	0,62	13	0,02	0,82	1	1	0,70
11,5	95	0,03	0,60	1	1	0,63	11	0,02	0,70	1	1	0,70
12,0	80	0,03	0,65	1	0,95	0,63	10	0,02	0,72	1	1	0,69

Параметры  $W'$ ,  $b$  определяются по следующим формулам:

$$W' = 21,6 \frac{e}{T}, \quad (4)$$

$$b = W'(e + 5) \cdot 10^{-3}, \quad (5)$$

где  $e$ ,  $T$  — абсолютная влажность и температура приземного слоя воздуха соответственно.

Результаты оценок длины горизонтальной трассы  $L$ , общее пропускание которой составляет 0,01, приведены в табл. 1 и 2. При этом в табл. 1 указаны вклады отдельных ослабляющих факторов в интервале 8...12 мкм для чисто газовой атмосферы, а в табл. 2 — с учетом аэрозоля (модель континентальной дымки). Обращает внимание тот факт, что в условиях пониженной влажности высокие значения  $L$  получены во всем диапазоне спектра 8...12 мкм. Полученные результаты свидетельствуют о том, что в условиях низкой влажности и хорошей видимости при углах визирования, близких к геометрическому горизонту, пропускание атмосферы достаточно высокое. Таким образом, за счет сферич-

ности Земли влияние удаленных от подстилающей поверхности, а следовательно, и более холодных слоев воздуха будет заметно сказываться на излучательной способности атмосферы.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Броунштейн А. М. Спектральное пропускание атмосферы в ИК окнах прозрачности на горизонтальных приземных трассах. — Труды ГГО, 1976, вып. 369, с. 86—142.
2. Городецкий А. К., Филиппов Г. Ф. Наземные измерения излучения атмосферы и подстилающей поверхности в области спектра 8—12 мкм. — Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана, 1968, т. 4, № 2, с. 228—233.
3. Дейрменджан Д. Рассеяние электромагнитного излучения сферическими полидисперсными частицами. — М.: Мир, 1971. — 165 с.
4. Кондратьев К. Я., Москаленко Н. И. Тепловое излучение планеты. — Л.: Гидрометеиздат, 1977. — 263 с.
5. Нонина Л. И., Руднева Л. Б. Некоторые результаты теоретических и экспериментальных исследований нисходящего излучения атмосферы в интервале спектра 8—12 мкм. — Труды ГГО, 1979, вып. 415, с. 43—50.
6. Руднева Л. Б. Определение характеристик облачности по результатам измерений собственного излучения облаков в окне прозрачности 8—12 мкм. — Труды ГГО, 1976, вып. 363, с. 44—50.
7. Optical properties of the atmosphere/R. A. McClatchey, R. W. Fenn, J. E. A. Selby e. a. — Environ. Res. Papers N 354, AFCRL, 1971, p. 25—40.

*К. Я. Кондратьев, О. А. Зенкевич, Л. Ю. Макова*

### **ИНФОРМАЦИЯ ОБ ОКРУЖАЮЩЕЙ СРЕДЕ ПО НАБЛЮДЕНИЯМ ИЗ КОСМОСА, ЕЕ НАРОДНОХОЗЯЙСТВЕННОЕ ЗНАЧЕНИЕ И ЭКОНОМИЧЕСКАЯ ЭФФЕКТИВНОСТЬ**

Одним из результатов научно-технической революции явилось создание мощной ракетно-космической техники, способной вывести на орбиты искусственных спутников Земли (ИСЗ) большие полезные нагрузки. Это обстоятельство позволило размещать на ИСЗ информационно-измерительные системы для исследования окружающей среды и природных ресурсов Земли. Большое количество экспериментов, выполненных как в нашей стране, так и за рубежом, позволили в той или иной степени реализовать потенциальные преимущества дистанционной индикации из космоса параметров окружающей среды и природных ресурсов. К числу этих преимуществ относятся [4]:

- получение информации в близком к реальному времени,
- сокращение времени сбора информации,
- обследование районов, находящихся за пределами практического использования самолетов,

- строгая периодичность обследования,
- проведение глобальных обследований,
- сокращение стоимости широкомасштабных обследований.

Многочисленные исследования качественно показывают те потенциальные преимущества, которые можно реализовать при дистанционной индикации Земли из космоса. Кратко рассмотрим некоторые отрасли народного хозяйства, где предполагается достижение экономического эффекта от использования информации в форме данных космической индикации [4].

Информация об окружающей среде, получаемая методами дистанционной индикации, позволяет обеспечить наблюдение за погодными условиями и изменением климата, оперативно следить за элементами окружающей среды над всем земным шаром, уточнять поведение окружающей среды в глобальном масштабе под воздействием естественных и антропогенных факторов, быстро определять загрязненные районы поверхности Земли, значительно сократить затраты на крупномасштабные обследования.

Оптимальное использование методов космической дистанционной индикации параметров окружающей среды может быть реализовано прежде всего в области метеорологии. Данные, получаемые с метеорологических ИСЗ, позволяют обеспечить изучение мезосферных процессов, взаимодействия атмосферы с подстилающей поверхностью и структуры облачного покрова, контроль загрязненности и других характеристик атмосферы. Уже в настоящее время эта информация играет большую роль, в частности, в предупреждении крупных стихийных бедствий путем выявления их очагов, что позволяет экономить крупные денежные средства.

Получаемая с ИСЗ информация об окружающей среде с успехом используется в различных отраслях народного хозяйства. Приведем ряд примеров. Так, в области сельского и лесного хозяйства эта информация позволяет уточнять границы лесов, воды и снега для улучшения управления водными ресурсами, определять влажность почвы пахотных земель, а тем самым и ее влагозапас, быстро проводить инвентаризацию сельскохозяйственных культур для прогнозов урожая, точно определять плотность растительности и потребности в ирригации сельскохозяйственных земель, более точно определять границы травяного покрова, кустарников и леса для более совершенного использования пастбищ. Кроме этого, с помощью дистанционной индикации оказывается возможным выявлять участки угодий, пораженные заболеваниями или зараженные вредителями. Повторные обследования угодий во время созревания и в период сбора урожая могут дать надежную информацию об объеме урожая.

Проведение геологических обследований позволяет получить уникальную картину глобальной панорамы поверхности нашей планеты. Из нее геологи могут выбирать объекты наблюдений, представляющие интерес для подробного обследования наземными экспедициями. Используя корреляционные связи между конкретными геологическими характеристиками и концентрацией по-

лезных ископаемых, непосредственно по информации дистанционной индикации можно определить залежи руды и нефти. Становится возможным регулярное слежение за ледниками, прогнозирование землетрясений и вулканической деятельности, а также решение целого ряда других не менее важных задач,

В области гидрологии и использования водных ресурсов применение методов дистанционной индикации с ИСЗ позволяет внести весомый вклад в решение одной из важнейших проблем современности — проблемы пресной воды. С помощью спутниковой информации оказывается возможным выявление районов, нуждающихся в новых водных ресурсах, а также районов, требующих дренажа. На основании этой информации можно предсказывать результаты изменений, которые происходят в связи с мелиорацией земель. Возможен прогноз состояний внутренних вод, что весьма важно для повышения продуктивности сельского хозяйства и расширения освоения новых земельных площадей, а также обеспечение надежной информацией о поступлении и стоке воды и прогноз возможных дисбалансов.

Кроме того, в области гидрологии получаемая информация дистанционной индикации позволяет определять точное место выхода грунтовых вод на поверхность земли, обнаруживать загрязнения вод, более точно измерять уровни озер и водохранилищ, получать дополнительные данные по суммарному испарению, предупреждать о наводнениях, определять полную оценку ущерба от водной эрозии.

В области океанографии с помощью дистанционной индикации измеряется температура поверхности океана, оцениваются скорости ветра, волнение и скорости течений. Эти данные используются в климатологии и имеют практическое приложение. Получаемая информация позволяет осуществлять выбор благоприятных маршрутов океанских судов, исследовать термальную структуру океана, обнаруживать ледяные поля и айсберги и оперативно информировать об этом судоводителей, определять системы морских течений и изменения характера морских приливов и многое другое.

Несомненные преимущества дистанционной индикации для картографии очевидны и не требуют пояснений. Кроме этого, спутниковая информация позволяет получить полные данные для более четкого использования земель, определения плотности населения и районов проживания, плотности транспортных систем и перспектив их планирования, получения более точной оценки энергетического баланса городов и определения его влияния на климат.

Таков далеко не полный перечень тех возможностей, которые дает нам использование информации в форме данных дистанционной индикации из космоса. Однако возможность получения такой информации связана с необходимостью разработки и создания соответствующих космических систем со своими информационно-измерительными комплексами, что требует весьма больших капитальных вложений. Естественно поставить конкретно вопрос о тех



экономических выгодах, которые дает использование новой информации. Заметим еще раз, что точность и своевременность получения информации позволяют использовать ее для планирования и распределения общественных ресурсов на многих уровнях. На основе этой информации может быть выбран наиболее рациональный курс действий. Таким образом, непосредственная выгода от получения космической информации выразится в принятии более эффективных народнохозяйственных решений.

Обычно оценка выгод проводится методом «эффективность — стоимость», который является инструментом количественного определения экономической ценности и последствий альтернативных экономических решений [10].

При анализе экономического эффекта от использования данных космической дистанционной индикации можно исходить из того, что в отраслях народного хозяйства он проявляется либо в виде повышения объема производства, либо в виде снижения затрат на годовую продукцию, повышения качества продукции, повышения ритмичности производства, высвобождения и сокращения численности традиционных средств.

Эти категории выгод обычно и фигурируют в анализе «эффективность — стоимость». Расчет экономического эффекта производится по следующим формулам [7].

Например, экономический эффект за счет повышения объема выпускаемой продукции определяется выражением

$$\mathcal{E}_j = \sum_{k=1}^{l_j} \Delta Q_k C_k, \quad (1)$$

где  $\Delta Q_k$  — прирост объема выпускаемой продукции  $k$ -го вида,  $C_k$  — оптовые цены единицы  $k$ -го вида продукции,  $l$  — номенклатура отраслевой продукции.

Экономический эффект за счет снижения себестоимости выпускаемой продукции можно определить следующим образом:

$$\mathcal{E}_j = \sum_{k=1}^{l_j} Q_k \Delta C_k, \quad (2)$$

$$\mathcal{E}_j = \sum_{k=1}^{l_j} Q_k \Delta \Pi_k, \quad (3)$$

$$\mathcal{E}_j = \sum_{k=1}^{l_j} \Delta Q_k \Pi_k, \quad (4)$$

где  $Q_k$  — годовой объем продукции  $k$ -го вида,  $\Delta C_k$  — снижение себестоимости на единицу продукции  $k$ -го вида,  $\Pi_k$  — прибыль от реализации продукции  $k$ -го вида,  $\Delta \Pi_k$  — прирост прибыли от реализации продукции  $k$ -го вида.

Суммарный экономический эффект от частичной или полной замены традиционных средств

$$\mathcal{E} = \sum_{k=1}^{l_j} Q_k \Delta P_k - (\gamma_j \tilde{C}_{кТ} + \beta_j \tilde{C}_{наз} + \tilde{C}_{обр}), \quad (5)$$

где  $\tilde{C}_{кТ}$  — суммарная стоимость космических средств,  $\tilde{C}_{наз}$  — суммарная стоимость наземной системы сбора и обработки информации,  $\tilde{C}_{обр}$  — стоимость внутриотраслевой системы вторичной обработки информации,  $\gamma_j$  и  $\beta_j$  — удельный вес  $j$ -й отрасли народного хозяйства в межотраслевых затратах на создание и эксплуатацию космической системы.

Рассмотрим возможность использования формул (1)...(5) для решения задачи оценки экономического эффекта от дистанционной космической индикации влажности почвы при использовании микроволновых радиометров.

Измерение влажности почвы позволяет определить в ней запас продуктивной влаги, что в совокупности с данными о температуре грунта позволяет уточнить сроки сева. Это уточнение в конечном счете реализуется в получении дополнительной сельскохозяйственной продукции, что особенно важно при производстве товарного зерна.

Заметим, что хотя космическая дистанционная индикация и характеризуется строгой периодичностью обновления получаемых данных и обследованием огромных площадей, точность получения данных ниже, чем у наземных средств, что исключает возможность упразднения наземных средств измерения влажности почвы. Кроме того, отсутствует статистика, позволяющая корректно оценить сомножители в формулах (1)...(5).

Изложенные обстоятельства в силу своей неопределенности не позволяют достаточно корректно воспользоваться формулами (1)...(5) для оценки экономического эффекта от данных дистанционной индикации влажности почвы из космоса.

Несмотря на упомянутые сложности, существует метод, позволяющий оценить экономический эффект от космической дистанционной индикации [3]. Суть его заключается в следующем. Зададимся вопросом, не существует ли пути, с помощью которого можно было бы так же определить влагозапас сельскохозяйственных земель, как и с помощью системы космической дистанционной индикации. Если такой другой путь существует, то можно попытаться оценить затраты, связанные с его реализацией. Этих затрат удастся избежать, поскольку используется дистанционная индикация влажности почвы. Разность сравниваемых затрат характеризует экономический эффект от дистанционной индикации. Этот метод получил название способа оцениваемого эквивалента.

Рассматривая экономический эффект с позиций способа оцениваемого эквивалента, можем записать

$$\mathcal{E}\mathcal{E} = \mathcal{Z}_{тс} - \mathcal{Z}_{ди}, \quad (6)$$

где  $Z_{тс}$  — приведенные затраты на традиционные средства измерений влажности почвы,  $Z_{ди}$  — приведенные затраты на использование средств дистанционной индикации влажности почвы. Приведенные затраты на традиционные средства

$$Z_{тс} = (C_{тс} + E_n K_{тс})m, \quad (7)$$

где  $C_{тс}$  — текущие затраты на традиционные средства;  $K_{тс}$  — капитальные затраты на традиционные средства;  $E_n$  — нормативный коэффициент эффективности капитальных вложений, составляющий для народного хозяйства в целом 0,15;  $m$  — число используемых традиционных средств.

Расчет затрат на средства дистанционной космической индикации провести по этой формуле затруднительно, так как окупаемость космической техники в большой степени зависит от типа космической системы и комплекса бортовой аппаратуры, а также от характера и числа решаемых ею задач. Поэтому приведенные затраты на средства космической дистанционной индикации для решения поставленной задачи будем определять по следующей формуле:

$$Z_{ди} = \left[ \frac{Z_{разр} + Z_{созд}}{\sum_{i=1}^n (\alpha_i V_i P_i) T} + \frac{Z_{экспл}}{\left( \sum_{i=1}^n \alpha_i V_i P_i \right) t} \right] \alpha_i V_i P_i, \quad (8)$$

где  $Z_{разр}$  — затраты на разработку системы дистанционной индикации;  $Z_{созд}$  — затраты на создание системы дистанционной индикации;  $Z_{экспл}$  — затраты на эксплуатацию системы дистанционной индикации;  $\alpha_i$  — коэффициент важности решения  $i$ -й задачи;  $P_i$  — число параметров для решения  $i$ -й задачи;  $V_i$  — вероятность решения  $i$ -й задачи;  $n$  — число решаемых задач космической системой дистанционной индикации;  $T$  — проектное время функционирования системы (годы),  $t$  — время эксплуатации спутника (годы).

Используем формулы (6)...(8) для оценки экономического эффекта от использования системы дистанционной индикации влажности почвы с помощью микроволновых радиометров. При расчете будем исходить из следующих предпосылок. В качестве бортового радиометра будем использовать аппаратуру, разрабатываемую в США для ИСЗ «КлаймсаТ» [6]. В целях определения поверхностной влажности для этого ИСЗ разработан микроволновой радиометр, работающий на волне 21 см, имеющий пространственное разрешение 30 км при ширине полосы сканирования 1000 км. Ориентируясь на эти данные, оценим затраты на наземную систему измерения влажности почвы, адекватную системе космической дистанционной индикации.

Основные сельскохозяйственные районы в СССР расположены в степной зоне темно-каштановых почв, полупустынной зоне светло-каштановых и бурых почв и пустынной зоне серо-бурых почв [1]. Эти районы отличаются большими однородными по характе-

ру поверхности площадями. Исключение составляет центрально-черноземная зона, отличающаяся пестротой почв.

Систематическое измерение влажности почвы ведется агрометеорологическими станциями по специальной программе — 3 раза в месяц в теплый период года на четырех участках [9], 2 раза в год проводятся маршрутные обследования основных культур [8]. Существующая сеть станций насчитывает в степной зоне 446 пунктов, полупустынной 131 и пустынной 81 [12], всего 658 пунктов.

Исходя из характера почв, можно положить необходимую разрешающую способность по зонам следующую: степная и полупустынная зоны  $60 \times 60$  км, пустынная зона  $90 \times 90$  км и центрально-черноземная зона  $30 \times 30$  км. При этих условиях необходимое число точек измерения составит: в пустынной и полупустынной зонах 294, сухостепной и степной зонах 650 и центрально-черноземной зоне 3340, всего 4284 точки. Это число существенно превышает число имеющихся агрометеостанций. Для увеличения числа точек измерения влажности почвы можно поручить метеопостам, число которых на рассматриваемой территории составляет 1811, проведение этих измерений. Тогда для создания системы измерений, адекватной космической дистанционной индикации, необходимо создать 1635 дополнительных пунктов измерения влажности.

Расчет затрат на определение влажности почвы на одной агрометеостанции в соответствии с формулой (7) был выполнен в [11]. Там показано, что общая сумма затрат на агрометеорологические наблюдения по расширенной программе на метеостанции II разряда составляет 2265 руб. Затраты на определение влажности почвы составляют 25 % этой суммы, а дополнительные маршрутные обследования 6 %. Тогда годовые затраты на одной станции для определения влажности почвы составят

$$C_{\text{вл}} = (0,25 + 0,06)2265 = 702 \text{ руб.}$$

Затраты на измерение влажности на существующих станциях

$$C_{\text{мс}} = 658C_{\text{вл}} = 461\,716 \text{ руб.}$$

Если поручить всем находящимся на данной территории метеопостам измерять влажность, то затраты на их содержание увеличатся на дополнительные затраты по измерению влажности с учетом части фонда зарплаты с надбавками на одного метеоролога и на соответствующие накладные расходы. Они близки к рассчитанным ранее и, будем полагать, составят 702 руб. Тогда затраты на измерение влажности на метеопостах составят

$$C_{\text{мп}} = 1811 \cdot 702 = 1\,251\,322 \text{ руб.}$$

Стоимость измерений влажности почвы на вновь создаваемых пунктах, как показывают расчеты, близка к указанной и составит

$$C_{\text{нмп}} = 1635 \cdot 702 = 1\,149\,170 \text{ руб.}$$

Следовательно, годовые затраты на измерение влажности почвы на наземной сети адекватной дистанционной индикации составят

$$Z_{\text{нс}} = C_{\text{мс}} + C_{\text{мп}} + \text{нмп} = 461\,716 + 1\,251\,322 + 1\,149\,170 \approx 2,86 \text{ млн. руб.}$$

Полученные затраты необходимо соотнести с затратами на систему дистанционной космической индикации влажности почвы.

Будем полагать, что расходы на ИСЗ «Клаймсат» аналогичны расходам на ИСЗ «Лэндсат», которые хорошо известны [10]. Тогда для вычислений примем следующие исходные данные, сведенные в табл. 1.

Положим, что проектное время функционирования системы — 7 лет, а срок функционирования спутника — 1 год. Анализируя состав бортовой аппаратуры ИСЗ «Клаймсат» [6], приходим к выводу, что она рассчитана на решение 5 задач. Не описывая их,

Таблица 1

Категория затрат	Затраты в ценах 1975 г, млн. дол.
Исследование, проектирование, опытно-конструкторские работы, создание полезной нагрузки . . . . .	114,0
Ракета-носитель и расходы на запуск . . . . .	14,0
Эксплуатационные затраты на наземный комплекс в год . . . . .	4,0

отметим, что для решения задачи № 1 необходимо измерение 1 параметра, задачи № 2 — 5 параметров, задачи № 3 — 2 параметров, задачи № 4 — 6 параметров, задачи № 5 — 1 параметра. В расчетах будем полагать, что для решения задачи № 1 (определения влажности почвы) вероятность ее решения  $V=1$ , а коэффициент ее важности  $\alpha=1$ . Подставив все исходные данные в формулу (8), получим приведенные затраты на систему дистанционной индикации влажности почвы:

$$Z'_{\text{ди}} = \left[ \frac{114}{15.7} + \frac{14+4}{15.1} \right] 1 = 2,29 \text{ млн. дол.,}$$

что, учитывая среднегодовой курс доллара в 1975 г. [2], составляет

$$Z'_{\text{ди}} = 2,29 \cdot 0,758 = 1,8 \text{ млн. вал. руб.}$$

Статистика внешнеторговых операций по приобретению точных приборов показывает, что переводной коэффициент  $K$  из валютных во внутренние рубли всегда больше 1. В нашем случае его можно принять равным 1,2...1,4. Используя большее значение

этого коэффициента, определим приведенные затраты на приобретение материалов дистанционной индикации влажности почвы:

$$З_{ди} = KZ'_{ди} = 1,4 \cdot 1,8 = 2,52 \text{ млн. руб.} \quad (9)$$

Используя формулу (8), получим экономический эффект

$$\mathcal{Э} = З_{ис} - З_{ди} = 2,86 - 2,52 = 0,34 \text{ млн. руб.} \quad (10)$$

Подчеркнем, что расчет проводился для зарубежной техники с учетом ее разработки, точный пересчет затрат на которую затруднителен. Поэтому можно говорить о том, что затраты на получение информации дистанционной индикации влажности почвы близки к затратам на наземную систему, адекватную космической.

Нами оценен экономический эффект получения информации космической индикации влажности почвы и не затронут вопрос об ее использовании. Здесь следует заметить, что полученная информация дистанционной индикации имеет качественно другой характер, чем информация агрометеостанций. В то время как измерения на станциях проводятся в определенные сезоны и короткие сроки, информация дистанционной индикации имеет непрерывный характер. Кроме того, качество этой информации существенно лучше, чем информации агрометеостанций.

Так, при критерии репрезентативности  $\pm 10$  мм запаса продуктивной влаги метрового слоя почвы в степной зоне репрезентативность участка, выбранного при определении влагозапаса методом высушивания, составляет для территории одного поля 61...46 %, а для нескольких полей 53 % [12]. В то же время среднеквадратическая ошибка определения влагозапаса почвы методом дистанционной космической индикации составляет 13 % по всей измеряемой территории [5].

Оперативное знание точных значений влагозапаса и температуры почвы поможет уточнить сроки начала сева, что будет приводить к увеличению производства товарного зерна, а это и свидетельствует об экономической эффективности использования дистанционной индикации влажности почвы. Однако обсуждение этих вопросов выходит за рамки настоящей статьи.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Атлас сельского хозяйства СССР. — М., 1960. — 70 с.
2. Валюты стран мира. Справочник. — М.: Финансы, 1975. — 349 с.
3. Гандия Л. С., Брагинская Л. Л. Об оценке экономической эффективности работ по усовершенствованию методов объективного анализа метеорологических полей. — Труды ГГО, 1975, вып. 348, с. 162—169.
4. Итоги науки и техники. Ракетостроение. Т. 4. — М.: изд. ВИНТИ, 1974. — 220 с.
5. Кондратьев К. Я., Рабинович Ю. И., Шулъгина Е. М. Определение влажности в почве по микроволновому излучению. — Труды ГГО, 1976, вып. 371, с. 3—11.
6. Кондратьев К. Я. Спутниковый мониторинг климата. — Обнинск: ВНИИГМИ—МЦД, 1978. — 52 с.

7. Методика определения экономической эффективности использования в народном хозяйстве новой техники, изобретений и рационализаторских предложений. — Экономическая газета, 1977, № 10.

8. Методические указания по проведению агрометеорологических обследований зерновых культур. — М.: Гидрометеиздат, 1960. — 10 с.

9. Наставления гидрометеорологическим станциям и постам. Вып. 11, ч. 3. — М.: Гидрометеиздат, 1973. — 30 с.

10. Скачков В. А. Космос и проблемы мировой экономики. — М.: Международные отношения, 1978. — 168 с.

11. Смирнова В. А. Опыт расчета экономической эффективности первичных материалов гидрометфонда СССР. — В кн.: Сборник работ ЛГО, Л., Гидрометеиздат, 1978, вып. 10, с. 42—55.

12. Смирнова С. И. Методика определения влажности почвы при точечных измерениях ее на наблюдательных участках сети станций Гидрометслужбы (достоинства, недостатки, пути усовершенствования). — Труды ИЭМ, 1972, вып. 29, с. 61—65.

*К. Я. Кондратьев, Л. Ю. Макова*

## **ОЦЕНКА ЭКОНОМИЧЕСКОЙ ЭФФЕКТИВНОСТИ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ В НАРОДНОМ ХОЗЯЙСТВЕ МЕТОДОВ ДИСТАНЦИОННОЙ ИНДИКАЦИИ ВЛАГОЗАПАСОВ ПОЧВ СЕЛЬСКОХОЗЯЙСТВЕННЫХ УГОДИЙ В ПРЕПОСЕВНОЙ ПЕРИОД**

В постановлении пленума ЦК КПСС, посвященного развитию сельского хозяйства СССР, которое было принято 4 июля 1978 года, отмечалась «необходимость повышения эффективности научных исследований как одного из решающих факторов ускорения научно-технического прогресса сельскохозяйственного производства» [3]. Разработка методов дистанционной индикации влагозапасов почв, в частности с использованием микроволновых радиометров, подчинена решению этой задачи.

Наиболее существенным является применение методов дистанционной индикации влагозапасов почв в предпосевной период для больших площадей, отведенных под зерновые, с однородным характером поверхности. По сравнению с существующим методом определения влагозапасов на агрометеостанциях методы дистанционной индикации обладают большей репрезентативностью данных, охватывают большие земельные пространства.

Чтобы оценить реальный вклад дистанционных методов определения влагозапасов в развитие сельского хозяйства, нужно руководствоваться главным критерием хозяйственной деятельности — конечными производственными результатами, которые выражаются в повышении урожайности сельскохозяйственных культур и достигаются за счет выбора оптимальной тактики агротех-

нических мероприятий. Существует целый ряд агротехнических приемов, которые рекомендуются для создания благоприятного режима развития сельскохозяйственных культур. В него входят мероприятия как по сохранению влаги (обработка поперек склона, ранневесеннее боронование зяби, полив, рыхление междурядий и т. п.), так и по борьбе с избытком влаги (обработка поля вдоль склона, замена зяблевой вспашки лущением, узкозагонная вспашка, углубление пахотного слоя и т. п.) [1].

Правильно выбранные агротехнические рекомендации на основе данных дистанционного определения влагообеспеченности почв позволяют реализовать потенциальную экономическую эффективность дистанционных методов.

Для расчета экономической эффективности дистанционной индикации влагозапасов почв предлагается следующий метод, который заключается в сравнении данных по урожайности и производственным затратам на двух участках одинаковой площади, аналогичных по климатическим условиям, характеру почв и структуре посевов и отличающихся комплексами агротехнических мероприятий, разработанными на основании данных дистанционной индикации влагозапасов на одном участке и данных, полученных методом высушивания на агрометеорологических станциях, расположенных на другом участке.

Расчет целесообразно проводить по формуле

$$\mathcal{E} = \frac{\Delta Y S C - (C_1 n + C_2 E_n)}{C_1 n + C_2 E_n}, \quad (1)$$

где  $\mathcal{E}$  — экономическая эффективность применения дистанционного метода на участке площадью 1 га;  $\Delta Y$  — изменение урожайности при применении данных дистанционных методов, т/га;  $S$  — площадь выбранных базовых участков, га;  $C$  — закупочная цена тонны сельскохозяйственной продукции, руб/т;  $C_1$  — стоимость летного часа, руб;  $n$  — количество летних часов, затраченных на обследование базового участка;  $C_2$  — стоимость аппаратуры для дистанционной индикации, руб.;  $E_n$  — нормативный коэффициент экономической эффективности (0,15).

В этой формуле  $Y$  определяется следующим образом:

$$\Delta Y = Y_1 - Y_2, \quad (2)$$

где  $Y_1$ ,  $Y_2$  — урожайность участков, обработанных на основании данных дистанционного и традиционного методов определения влагозапасов соответственно, т/га.

Результат, полученный по предложенной формуле (1), характеризует экономическую эффективность применения дистанционного метода на участке  $S$ -й площади и может быть использован как характеристика при сравнении экономической эффективности различных методов дистанционной индикации влагозапасов.

Формулу (1) можно распространить на случай определения



экономической эффективности для всей области применения дистанционного метода. В этом случае она приобретает вид

$$\mathcal{E}_{\text{общ}} = \frac{\Delta U_{\text{ср}} R \Pi - (C_1 t + C_2 E_n)}{C_1 t + C_2 E_n}, \quad (3)$$

где  $R$  — площадь применения дистанционного метода, га;  $\Delta U_{\text{ср}}$  — среднее значение изменения урожайности в результате применения дистанционных методов определения влагозапасов. Эту величину можно рассчитать как среднее арифметическое, если накопить достаточно данных об изменении урожайности в результате использования дистанционных методов по различным парам сравниваемых участков и во временном разрезе, т/га;  $t$  — количество летних часов, затрачиваемых на обследование всей территории.

Расчет экономической эффективности по предложенному методу с достаточной степенью определенности может говорить о реальном влиянии методов дистанционного определения влагозапасов почвы на развитие сельскохозяйственного производства.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бондаренко Н. Ф., Васильев П. В., Петров А. Ф. С каждого поля — запрограммированный урожай. — Л.: Знание, 1978. — 28 с.
2. Наставление гидрометеорологическим станциям и постам. Вып. 11, ч. 3. — М.: Гидрометеоздат, 1973. — 30 с.
3. Постановление пленума ЦК КПСС, принятое 4 июля 1978 года. — «Правда», 1978, 5 июля.

## СОДЕРЖАНИЕ

К. Я. Кондратьев. Численное моделирование воздействий изменений газового состава атмосферы на климат	3
К. Я. Кондратьев, Н. П. Пятковская, Н. Г. Андропова, М. А. Прокофьев. О вертикальном ходе альbedo системы подстилающая поверхность — атмосфера	23
К. Я. Кондратьев, В. В. Козодеров, В. И. Корзов. Некоторые результаты сравнения данных самолетных и спутниковых измерений	29
В. И. Биненко, В. А. Иванов, В. Г. Лебединов. Аэрозольно-радиационные измерения в Приаралье	37
К. Я. Кондратьев, Н. Г. Андропова, Л. Н. Дьяченко, М. А. Прокофьев. Некоторые характеристики радиационного режима в безоблачной атмосфере и у поверхности океана в зависимости от запыленности атмосферы	43
Л. Н. Дьяченко. Некоторые закономерности изменения радиации в зависимости от прозрачности атмосферы и высоты Солнца	49
К. Я. Кондратьев, В. И. Корзов. Некоторые результаты использования данных об угловой анизотропии отражения поверхности для расчета потока УКР	53
К. Я. Кондратьев, П. П. Федченко. Дистанционное определение площадей с поврежденными и погибшими посевами озимых культур	57
К. Я. Кондратьев, П. П. Федченко. Опыт определения засоленности сельскохозяйственных полей в весенний период	64
А. Д. Егоров. Зондирование атмосферы оптическими системами	68
Т. А. Вите, Н. А. Преснухин, А. И. Решетников. Исследование функций пропускания фреона-12 на однородной оптической трассе	70
<u>Ю. И. Рабинович</u> , Е. М. Шульгина. Оценка точности определения характеристик морской поверхности в СВЧ диапазоне	76
С. Ю. Матросов, Е. М. Шульгина. Оценка точности определения влагосодержания атмосферы в СВЧ диапазоне	82
В. В. Мелентьев, Н. Н. Липовая. Методика и некоторые результаты измерений осадков над морем плевниографом с вынесенным осадкоборником	89
А. А. Кмито. Оценка динамических погрешностей измерения солнечной постоянной	113
А. А. Кмито, Е. И. Чистякова. Абсолютный полостной пиргелиометр с двухступенчатым охлаждением приемника	116
Л. Б. Руднева. Оценки применимости приближения черного тела к излучению атмосферы вблизи горизонта	122
К. Я. Кондратьев, <u>О. А. Зенкевич</u> , Л. Ю. Макова. Информация об окружающей среде по наблюдениям из космоса, ее народнохозяйственное значение и экономическая эффективность	126
К. Я. Кондратьев, Л. Ю. Макова. Оценка экономической эффективности использования в народном хозяйстве методов дистанционной индикации влагозапасов почв сельскохозяйственных угодий в предпосевной период	135

Труды ГГО, вып. 462

## РАДИАЦИОННЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ В АТМОСФЕРЕ

Редактор Г. И. Слабкович. Техн. редактор Е. А. Маркова. Корректор Л. И. Хромова

Н/К

Сдано в набор 09.03.82. Подписано в печать 12.10.82. М-33131. Формат 60×90<sup>1/16</sup>. Бум. тип. № 1. Литер. гарн. Печать высокая. Печ. л. 9. Кр.-отт. 9,25. Уч.-изд. л. 10,28. Тираж 590 экз. Индекс МЛ-192. Заказ 419. Цена 70 коп. Заказное. Гидрометеоздат. 199053, Ленинград, 2-я линия, д. 23.

Сортавальская книжная типография Государственного комитета Карельской АССР по делам издательств, полиграфии и книжной торговли. Сортавала, Карельская, 42.